

岩石鋇物鋇床学会誌

第四十一卷 第四号

昭和三十二年八月一日

研究報文

石油母岩の研究 (第 1 報) (その 3)	{加藤 馨 雄
福島県小野町産蛭石の塩基交換について	菅原 欣一
鳥取県多里地方の若松鋇山産の新産サポー石に就て	北原 順一
滋賀県別所産高師小僧に含まれる含水酸化鉄について	{兼松 四郎夫
関東山地東部のローソン石	関陽 太郎
北九州田川変成岩帯南部の地質及び岩石	{村藤 上本 充重 英美
岩手県野田玉川鋇山産ハウスマン鋇の化学成分	{大森 啓修 一三

会報及び雑報

会員動静, 粘土科学討論会開催予告

抄 録

鋇物学及び結晶学	纖維亜鉛鋇一硫カドミウム鋇系	他 7 件
岩石学及び火山学	Ireland, Donegel 州の Ardara 花崗岩 ダイアビル	他 3 件
金属鋇床学	Montana 州 Boulder 底盤中の Lone Eagle ウラン鋇床	他 4 件
石油鋇床学	ミシシッピー河デルタ周縁の堆積物	他 2 件

東北大学理学部岩石鋇物鋇床学教室内
日本岩石鋇物鋇床学会

会報及び雑報

会員動静 【新入会】 小倉義雄（埼玉県川口市工業技術院資源技術試験所），金野陽一（秋田市川尻町総社後 102），橋行一（長崎市大橋町 181 D-18 号），円子親嗣（仙台市神子町 20），松任谷滋（岐阜県神岡町三井金属神岡鉱業所）

【退会】 中山一義，小原梅次郎，中村二郎，岡本次郎，村上敦朗，林 幹雄，市村賢一

【転居及び転勤】 石橋正夫（北海道大学工学部鉱山工学科応用地質学教室），山田哲雄（松本市県信州大学文理学部地学教室），及川準之助（Legacion del Japon, Edificio “Cosa Bernardo” Aredide Camacho, Esquina Calle Colon, La paz, Bolivia, (Apartado No. 2725)），高橋一（東京都中央区八重洲 6 の 1 石原産業株式会社東京支店資源調査室），亀卦川 慧（旧姓千葉）（岩手県東磐井郡大東町鳥海古戸前 33），鈴木礼吉（仙台市霊屋下 68 金嶺鉱業株式会社仙台事務所），小笠原和男（宮城県 気仙沼市松岩磐井鉱業株式会社松岩鉱業所），石井清彦（東京都練馬区東大泉町 375 の 5 奥田方），田口恒勇（盛岡市菜園老松町 23），鎌田浩志（東京都武蔵野市吉祥寺 952 石油資源開発株式会社技術研究所第 4 研究室），中谷 欽一（福島県内郷市祥町前田 45 鶴鳴寮），福尾寿一（名古屋市千種区千種町仲田住宅 RL 22 号），松本良昭（秋田県北秋田郡比内町西館立又鉱業所），吉田 義孝（秋田市西根小屋町石油資源株式会社秋田探鉱事務所），遠藤正孝（山口県那珂郡小川村日本鉱業河山鉱業所），大沼晃助（山形県西村山郡西川町昭和鉱業株式会社睦合鉱業所），互理誠五郎（秋田県北秋田郡阿仁合町古河鉱業阿仁鉱業所），松橋秀郎（長崎県下県郡厳原町下原対州鉱業所），木村敏雄（東京都目黒区駒馬東京大学教養学部地学教室），末松市松（飯塚市大字 柏森戸畑耐火煉瓦製造所飯塚工場），津末昭生（東京都文京区駕籠町 1 ㊦），大村 弘（北海道檜山郡上の国村早川中外鉱業株式会社上国鉱業所），佐藤 弘（福井県大野郡和泉村日本亜鉛中竜鉱業所），上田潤一（栃木県上都賀郡足尾町古河鉱業足尾鉱業所），松隈寿紀（秋田市手形秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室），岡本要八郎（福岡市西福岡局区内塩屋町 2 の 65），太田 勇（秋田市上新城白山字みさこ沢日本鉱業株式会社新城探鉱所），桜井仁之助（水戸市元吉田町茨城県立水戸工業高校採鉱科），鈴木 衛（茨城県北茨城市牛郷町日棚 1），旭硝子株式会社技術部技術管理室（東京都千代田区丸の内 2 の 16），安居院弘補（高知県土佐郡大川村日本鉱業白滝鉱業所），菅原欣一（八幡市高見町 6 の 700 高見寮 43 号）河野義礼（東北大学理学部岩鉱教室）

粘土科学討論会開催 日本地質学会，日本鉱物学会，日本鉱山地質学会，窯業協会，日本土壤肥料学会，日本化学会共催で，来る 11 月 29 日（金），30 日（土）に東京都北区西ヶ原町 農業技術研究所大講堂（予定）で粘土科学討論会が開催されますから 講演御希望の方は，表題，要旨（400 字），希望時間，講演者（連名の時は○をつける）スライド使用の有無を来る 11 月 5 日までに，下記の世話人の一人に御知らせ下さい。尚この催しは本邦に於て諸外国と同様に，科学・工学・農学など多方面で従来独立に行われていた粘土研究の相互の理解，連絡，協力を得るための最初の試みにつき，会員各位の御協力をお願いします。

世話人： 岩井津一（東京都目黒区大岡山，東京工業大学内），岩生周一（東京都目黒区駒場町，東京大学教養学部内），江川友治（東京郷北区西ヶ原町，農業技術研究所内），大坪義雄（東京都新宿区戸塚町，早稲田大学理工学部内），須藤俊男（東京都文京区大塚窪町，東京教育大学理学部内）

研 究 報 文

石 油 母 岩 の 研 究 (第 1 報)

新庄盆地北縁部の主として最上層群中に発達する
海成油母岩層について (その3)

Studies on the resource-rocks of petroleum (1st report)
(Chiefly on the Mogami group developed in the northern
margin of the Shinjo basin, Yamagata Prefecture. (3))

加 藤 磐 雄 (Iwao Kato)*

阿 部 正 宏 (Masahiro Abe)*

1. 無機成分の検出結果 —— 春木川ルートについて

(1) Sampling 及び試料の調整 前回まで取扱った塩根川ルート¹⁾と泡の滝附近で合流する春木川の上流に向い、春木、漆野、小蟬を経て中田に至る間(春木川ルート)に露出している一連の油母岩相と、これに密接に関係を有する火山碎屑岩類の累積関係を前回と同様の精度をもつて柱状断面図(原図縮尺 1/100)を作製し(第1図)、これに基いて各露出面に於て努めて新鮮な試料を採取した。本ルートでは塩根川ルートに比べて油母岩の発達が多く、逆に火山碎屑岩が著しく増大しているため、油母岩自体の採取試料が少ないが、33箇所の露頭から併せて183箇の試料が採取された。このルートに於ても泡の滝から中田に至る間の水平的距りがあるが、塩根川ルートと同様に春木川ルートとしての垂直(true thickness)的な採取法と見做して、33箇所 183箇の試料から57箇所を選び、この57試料について分光分析を行つた。これらの試料の採取層準は図上に示す如くである。これらの試料については、前報告で述べた同様の注意を以て、試料の調整並びに予備実験を行い、同じ発光条件の下で操作した。特に露頭で肉眼的に区別出来る岩種については、同一層準のものでも数箇の試料について予備実験を行い、その結果に基いて適切に試料の調整を行つた。また今回はV(vanadium)の検出感度をよくする為に特に発光条件²⁾(露出時間 15秒)を考慮した。

* 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室

1) 加藤磐雄, 阿部正宏: 岩鉱, 40, 169~177, 昭 31; 41, 53~59, 昭 32.

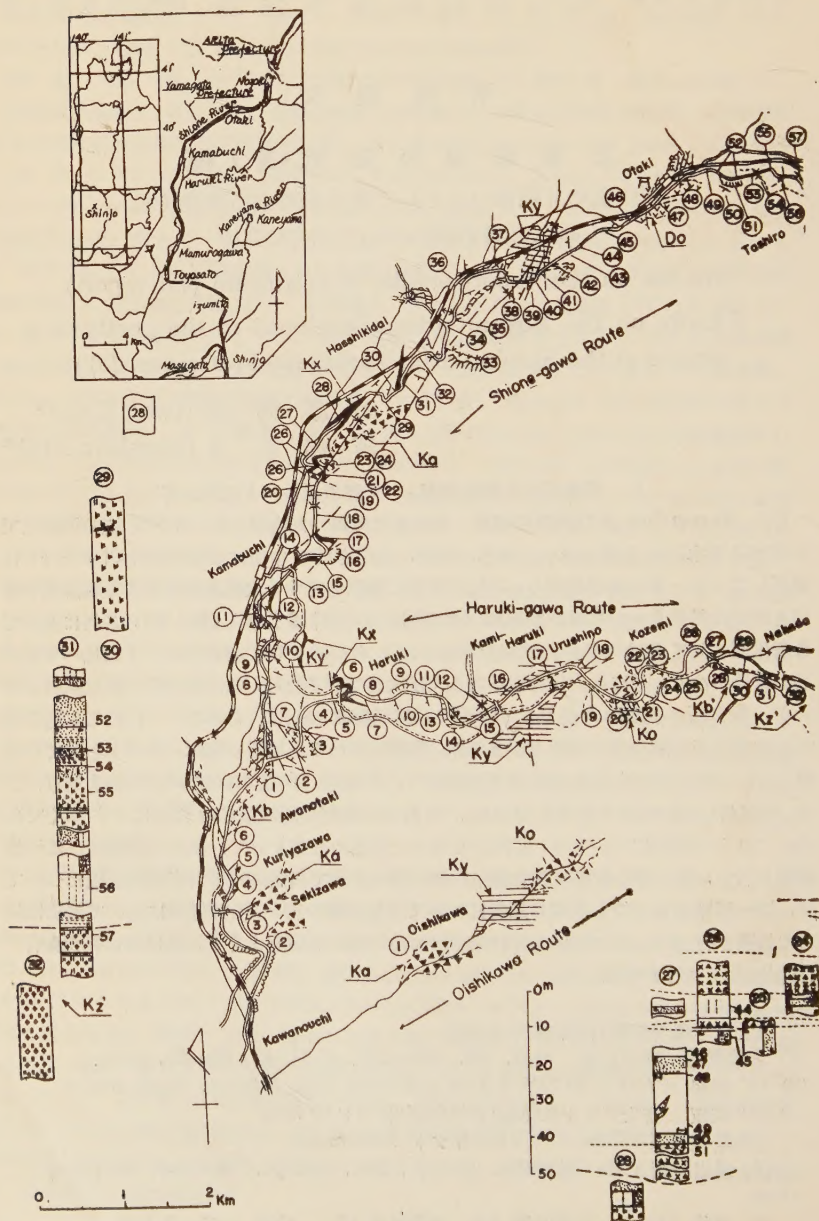
2) [1] 試料: $\pi r^2 h = (0.75)^2 \times 3.14 \times 5(\text{mm}^3)$ (dia. 1.5mm, depth 5mm)

[2] 乾板: 富士プロセス乾板(分光分析用) 4×10 inch

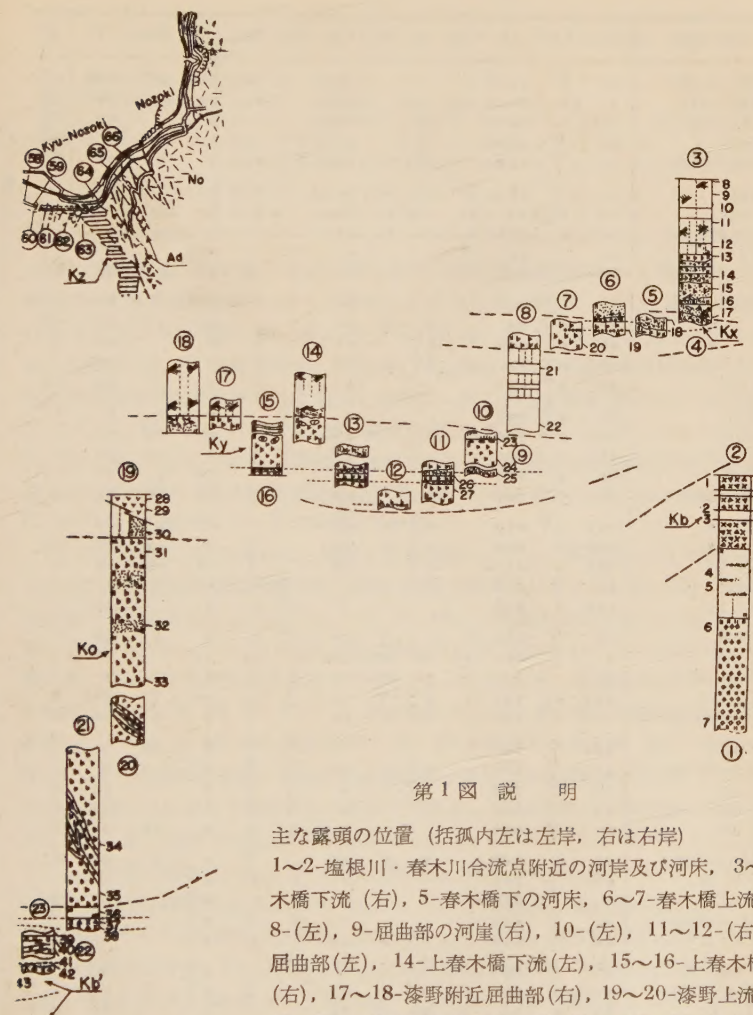
[3] 電極間隔: 2mm [4] スリット: 0.005mm

[5] 露出時間: Fe: R=68Ω, 2Amp., 3sec, Sample: R=16Ω, 6~7Amp., 15sec.

[6] 現像 FD-31, 現像時間 4分, 現像温度 18°C, 定着 コダック F-5



図



第1図 説 明

主な露頭の位置 (括弧内左は左岸, 右は右岸)

1~2-塩根川・春木川合流点附近の河岸及び河床, 3~4-春木橋下流 (右), 5-春木橋下の河床, 6~7-春木橋上流(右), 8-(左), 9-屈曲部の河崖(右), 10-(左), 11~12-(右), 13-屈曲部(左), 14-上春木橋下流(左), 15~16-上春木橋附近(右), 17~18-漆野附近屈曲部(右), 19~20-漆野上流(左), 21~22-小蟬附近河崖(右), 23-(右), 24~25-(左), 26~27-屈曲部(右~左), 28-(左), 29~30-中田橋下流河岸の南側斜面, 31-中田橋附近下流側(左), 32-中田橋上流側(右)

Kx-古口層上部の凝灰岩鍵層, Ky-古口層底部の凝灰岩鍵層(Kx, Ky 共に塩根川ルートに比し厚さ膨大), Kz'-金山層上限緑色凝灰角礫岩(Kz)と略同層準の凝灰岩, Ka, Kb-塩根川ルートに同じ, Kb'-草薙層上~中部の安山岩質集塊熔岩類, Ko-草薙層上部の淡緑色凝灰岩(小蟬凝灰岩部層), Ad, Do, No-塩根川ルートに同じ(本誌, 40, 174)。

第1表 春木川ルート古口層より金山層上部までの

No.	Rocks	Ba	Li	Sr	Co	Cr	Ni	Cu	Pb	Zn	Mn	Mo	Ti	V
1	An. Agglo.	**	*	***	*			?			***	*	***	*
2	Andesite	*	*	**	*			**		*	**		**	
3	Tf. mud. st.	***	*	****		**		***			*		**	
4	Tuff	**	?	***				*	*		*		*	?
5	Mudstone	**	?	***		**	**	***	*?	*	*	*	**	*
6	Tuff	*	?	**	**	***	**	**		*	**		**	
7	Tuff	**	*?	**	**	***	**	***		*	**		**	
8	Mudstone	***	*	****	*	*	*	**			*	*	**	?
9	Tuff	*		**	?			**			***		*	?
10	Tf. sd. st.	*		**				**	?		***	*?	*	*
11	Mudstone	**	?	***				**			*		**	*
12	"	**	*?	**		*	?	**			**	*?	**	?
13	"	**	*?	***		*?		**		*	*		**	?
14	Tf. breccia	**	*	***	*	*?	**	**		*	*		***	
15	Tuff	**	*?	***				*	*		*	?	**	?
16	Tuff	**	*?	***				*	*?		*	*	*	?
17	Tuff	***	*?	***				*	*?		*	**	**	*
18	Tf. br.	***	*	***				*	*?	?	*	*	**	*
19	Tuff	**	*	***				*			**	*	**	?
20	Mudstone	***	*	***		*		**		?	**	**	**	*
21	"	***	*?	***		*?	*	**			*	*	**	*
22	"	***	*	***		*?	*	**		?	*	*	**	*
23	Tf. br.	***	*	****		*?		**		?	**	**	**	*
24	Tuff	**	?	***	*			*	*?		*	*	*	*
25	Tf. br.	***	*	***				?	*?	*	*		**	
26	Tuff	**	?	***	*		?	**	*?	*	*	*	**	*
27	Tuff	*	?	***	**	**	***	***	*	*	**		**	
28	Andesite	*		*	*	**	***	**	?	*	*		*	
29	Tf. br.	***	**	***	*	*?	?	?	?	*	**	?	***	*
30	Mudstone	**	*?	***		*	*	**		?	*	*	**	*
31	Tuff	***	?	***				?	?	?	*	**		?
32	Mudstone	**	?	***		*?		**	?	?	*?		*	*
33	Tuff	**	?	***		*?		*	?	?	*		**	*
34	Tuff	**	?	***				*	?	?	*		**	*
35	Tuff	*	?	***				*	*	*	*	**	*	*
36	Mudstone	**	*	***		*	*	**		?	*	*	**	*
37	Tf. br.	***	?	***				*	*	*	*?		*	
38	Tuff	*	?	***				*	*	*	*?		*	
39	Mudstone	**	?	***				*	*	?	*?		*	?
40	"	**	?	***		*?	*	**		*	*?		*	?
41	Tuff	*	?	**				?			*?		*	
42	Mudstone	***	*	***		*?	*	**		?	*?		*	*
43	Tf. br.	**	*	**	*	**	?	**			*		**	*
44	Mudstone	***	*	****		*?	*	**		**	*?	*	**	*
45	Tuff	*	*	***				*	?	*	*?		**	*
46	Mudstone	***	*	****		*?		**			*?		**	*
47	Tf. br.	***	?	***		*?		*	*?		*		**	*
48	Mudstone	**	?	***		*?		**	*	?	*?		*	?
49	"	**	*	***		*?	*	**		?	**	*	**	*
50	Tuff	***	*	***	**	*	**	**		?	*	*	***	*

無機成分 (****, ***, **, *, *?, ?の順に少量)

No.	Rocks	Ba	Li	Sr	Co	Cr	Ni	Cu	Pb	Zn	Mn	Mo	Ti	V
51	Andesite	***	**	***	*			*		?	*	*	***	*?
52	Sandstone	**	*	***	*	**	**	**	*	*	*		***	
53	"	**	*	***	*	*	?	*		?	*		***	*
54	Tuff	**	?	***	*	?	*	*	*	*	*		*	*
55	Tuff	**	*	***	*	?	?	**	*	*	*		**	*
56	Mudstone	**	**	**	**			**		**	*	*	***	*
57	Rhy. tuff	***	*	***				*	*?	?	*		**	

(2) 分析結果 古口層から金山層に至る一連の累積関係の中から選ばれた 57 箇の試料について分光分析を行った。この結果として Al, B, Ba, C, (Ca), Co, Cr, Cu, Fe, (K), Li, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, (P), Pb, Si, Sr, Ti, V, Zn の 23 元素が検出された。これらの中 Ca, K は炭素バンドが妨害して比較検定が不充分であり、また B と C とは炭素電極中にも存在するので前回と同様に一応これらを保留すれば、主元素としては, Si, Al, Fe, Mg, Na の 5 元素, 微量元素としては Ba, Co, Cr, Cu, Li, Mn, Mo, Ni, Pb, Sr, Ti, V, Zn の 13 元素が確認できる。各試料について検出された微量元素は第 1 表に示す通りである。今回は特に発光条件の一部を変えて V (vanadium) の検出を行ったのでこの結果についても比較してみた。

Ba は油母岩についてみれば、鍵層として塩根川ルート・春木川ルートに於て特徴的な Kx・Ky (石英安山岩質粗鬆凝灰岩) の間に挟在する泥岩 (Nos. 20, 21, 22) と、小蟬凝灰岩部層の下位に発達する泥岩 (Nos. 42, 44, 46,) に顕著にあらわれている。又 1 箇ではあるが、春木川ルートの古口層最上部の泥岩 (No. 8) も濃いスペクトル線を示している。凝灰岩については明瞭な特徴を示していない。Li は油母岩・凝灰岩共に Kx よりその下位附近と (Nos. 18, 19, 20, 22, 23), 試料番号 42 以下に多い傾向が認められる。Sr は油母岩では, Nos. 8, 44, 46, 凝灰岩では No. 23 が顕著ではあるが、著しい変化が認められない。Co は前回と同様に大部分が碎屑岩或いは火山岩に認められるが, Nos. 8, 56 の泥岩にも認められることは注目すべき点である。Cr は春木川下流の泡の滝附近に顕著であるが、他の地域では変化の傾向は認められないが, Nos. 27, 28, 43, 52 に濃いスペクトル線があらわれている。Ni は泡の滝附近, Nos. 14, 27, 28, 50, 52 に顕著で且つ Co, Cr と関係が密接であり、この Co, Cr, Ni の共存関係は後に述べるが注目に値する。Ni の濃いスペクトル線も Co 同様、油母岩よりも火山岩、火山碎屑岩に顕著である。Cu は泡の滝附近に多い。Pb は大部分が火山碎屑岩中に存在し、小蟬凝灰岩部層よりも下位に多く認められる。Zn は Cu と傾向がやゝ似ており、泡の滝附近と Nos. 25, 26, 27, 28, 29 と Nos. 44, 45, 56 に顕著で、大きく見れば Ky 鍵層より上位に少く下位に多い傾向が認められる。Mn は小蟬凝灰岩部層の下位の泥岩には少い傾向がみられ、泡の滝附近、古口層上部の凝灰岩に顕著に現われている。Ti は No. 50 より下位に多い傾向がみられるのみであり変化を示していない。V については明瞭な変化は認められず共通的に検出される。以上個々の元素について吟味を加えてみたが、春木川ルートは塩根川ルートに比較して元素の分布がかなり混然としている。然しながら Co, Cr, Ni の 3 元素の共存性は、両ルート共に共通した傾向として注目される。

2. 総括 — 無機微量成分の分布

(1) 塩根川・春木川各ルートに於ける無機微量成分の垂直分布 塩根川ルート・春木川ルートに於ける微量成分の分布は殆んど大差なく共通性を有しているが、一部 Mo, P, Sn, V等については、ルート別或いは油母岩と火山碎屑岩との間に若干の差がみられる。検出元素の存否も分光機(島津製作所製水晶プリズム分光写真機 QF-60中型)の検出感度の範囲で元素の量的差を示すものであり、発光条件によつても異ってくる関係上、発光条件を同じにして分析し、その結果に基いて各ルート別の垂直分布を吟味した。

Ba : 塩根川ルートでは鍵層 Ky を境にし上部に濃く Ky 鍵層と No. 75 の凝灰岩の間の油母岩に著しく、金山層の下部が幾分濃くなっている様に認められる。春木川ルートでは Nos. 17, 18 (Kx 鍵層) 20, 21, 22, 23 附近に濃いスペクトル線が集中して現われている。

Li : 塩根川ルートでは凝灰岩類以外には確認出来ないが、春木川ルートでは殆んど総てについて Li の存在が認められる。特に Nos. 9~17 と Nos. 30~41 (36 を除く) が少々 Ba と似た傾向を示している。

Sr : 塩根川ルートでは油母岩は Ky 鍵層を境として Ba と同様に上位の古口層に濃く、また Ba では草薙層については殆んど変化ないが、Sr では草薙層下位で多少とも濃くなっている。火山碎屑岩は油母岩程明瞭ではないが、Ky を境として下位に濃い。春木川ルートでは殆んど変化の傾向を認めることが出来ない。

Co : 塩根川ルートでは Nos. 15, 42, 75, 105, 108, 120 の6箇所の凝灰岩中に確認されるにすぎない。春木川ルートでは 19箇所で認められるが、Nos. 8, 56 の2試料は泥岩で他はすべて火山岩及び凝灰岩である。

Cr : 塩根川ルートでは Co, Ni と共存するものの外に、Cr 単独で油母岩中に存在するものが認められ、特に草薙層下部 (Kz 鍵層の上位) に顕著に現われている。春木川ルートでは泡の滝附近に顕著である。

Ni : 塩根川ルートでは Ni は Co と同様に油母岩には認められない。これに反して春木川ルートでは油母岩、火山碎屑岩の何れにも確認される。しかしながら Ni, Co, Cr の3元素の共存は春木川ルート油母岩で1箇認められるが、外は総て火山碎屑岩と火山岩中に存在する。

Cu : 塩根川ルートでは殆んど変化の傾向が認められないが、Co, Cr, Ni の共存する試料ではいづれも濃いスペクトル線を示す。春木川ルートでは春木川下流泡の滝附近に集中している外は大差なく、傾向性は認められない。

Pb : 塩根川ルートでは火山岩及び火山碎屑岩には認められるが、油母岩には殆んど認められない。春木川ルートでも殆んど大部分は火山碎屑岩に検出され、Kx 附近、Ky 附近、Nos. 37, 38, 39 附近及び No. 52 以下に少々集中して認められる。

Zn : 塩根川ルートでは殆んど認められず、4箇所だけに止るが、春木川ルートでは少々 Cu と同じ様な傾向が認められる。

Mn : 塩根川ルートでは鍵層 Ky を境として上位に濃く、下位に淡くなっている傾向が油母岩では認められるが、逆に火山碎屑岩では上位に淡い傾向を示して前の Ba, Sr と似た傾向がみられる。これに対して春木川ルートでは小燐凝灰部層 (Ko) より下位の油母岩は淡い傾向がみられる。

Ti : 塩根川ルートでは凝灰岩では古口層上部と泡の滝附近に濃いスペクトル線が認められるが、油母岩では殆んど変化が認められない。春木川ルートでは殆んど差がないが、No. 50 以下の火山碎屑岩に集中している様に思はれる。

塩根川、春木川の両ルートについて上記の 11 元素について一応の垂直変化についてのべたが、この外に Sn, P, Mo, V 等の微量元素が認められるが、今回の各ルートの比較から省略した。後日発光条件をかえて詳細に吟味を加えたい。

(2) 無機成分の地域的分布 —— 特に Ni, Co, Cr の共存集中について

各元素についてのルート別の垂直的傾向は上記の様な結果が得られたが、この無機成分の検出結果に基いて塩根川ルート・春木川ルートの関連性乃至は地域性について強い総合的考察を行つてみたい。

塩根川ルートの比較的 normalen 堆積地区では、泥岩類と火山碎屑岩類とは検出される元素の種数に若干の区別が認められ、且 2, 3 の元素に関しては或層準(例へば Ky 鍵層)を境として上下層に垂直的にも変化が認められるが、春木川ルートでは火山碎屑岩地区で泥岩類と火山碎屑岩類との間には、この様な明瞭な傾向が殆んど認められない。しかしながら 2, 3 の元素については古口層に関連する凝灰岩類とそれ以下のものは一応区別される。

以上の様に塩根川ルートの堆積岩区と春木川ルートの凝灰岩区とは岩相的に著しい相異を示していると同時に、微量無機成分に於ても差異が認められる。特に両ルートを通じて比較してみると、Ni, Co, Cr の 3 元素の共存集中が或程度基性火山碎屑源のものの集中による地域的反映とみることも可能である。その他 Li, Cu, Zn 等の元素も塩根川ルートでは検出出来た地層(試料)が極めて少いのに対して、春木川ルートでは可成りの箇所検出された。今回は Ni, Co, Cr の 3 元素共存による地域性について注目してみた。

塩根川ルートで Ni, Co, Cr の 3 元素の共存した試料は上位より述べると、

- 1) 釜淵附近に於て Kx 鍵層と Ky 鍵層の中間に存在する凝灰岩(露頭番号¹⁾ 12, No. 15 の試料)。
- 2) 八敷代川合流点より下流の露頭番号 32, No. 75 の試料。
- 3) Ky 鍵層の下位に於ては大滝粗粒玄武岩床(不動滝)の上位の露頭番号 45, No. 105, No. 108 の試料。
- 4) 大滝粗粒玄武岩床(大滝駅)の下位に来る露頭番号 48, No. 120 の試料。

以上の 5 試料のみでその外では 3 元素の存在を確認できなかった。

春木川ルートで Ni, Co, Cr の 3 元素の共存した試料を上位より述べると、

- 1) 本ルートで最上部の試料 No. 8 の油母岩。
- 2) Kx 鍵層相当層上部 No. 14 の試料。
- 3) 上春木附近の Ky 鍵層相当層の No. 27 の試料及び小蟬凝灰岩部層の上位の No. 28, No. 29 の試料。
- 4) 小蟬凝灰岩部層の下位に於ては No. 43 の試料。
- 5) 春木川ルートで見られる下部の海成油母岩相の下位の No. 50 の試料。
- 6) 春木川下流の泡の滝附近の緑色凝灰岩の No. 6, No. 7 及び中田部落中田橋下

1) 加藤磐雄, 阿部正宏: 岩鉱, 40, 172~173, 昭 31; 41, 55~58, 昭 32。

流の凝灰岩及び凝灰質砂岩, No. 52, 55 の試料。

以上の 12 試料に確認出来た。

堆積岩区の塩根川ルートと凝灰岩区の春木川ルートについて, Ni, Co, Cr の 3 元素の集中分布を比較してみると春木川ルートの方が 3 元素共存集中がはつきり表われており, この 3 元素共存集中が或程度基性火山碎屑源のものの反映と考えることが出来る様に思はれる。即ちこれらの共存する層準が現在までの段階では野外資料による層準決定とよく合致しておることが確かめられ, 層序区分の段階に一步前進した裏付けを与えるものと云えよう。この様な直接的な反映に加えて更に注目されることは, 春木川・塩根川合流点附近にみられる安山岩質集塊熔岩体 (Kb) に対して覆蔽的に重なる古口層の著しい縁辺堆積相が岩相的に混成堆積相を示すと同時に, 一応具体的にもこれらの元素の混成現象として捉えることが出来た点であろう。今後原油・油母岩の無機成分を検討しつつ, これと堆積の場との関連性について研究と考察を進めてゆく上の一つの資料となるであろう。

3. あとがき —— 今後の問題

新庄盆地北縁部に於て, 草薙層・古口層で代表される油母岩相 (塩根川ルート) が可成り近接した地域で, その大半が火山碎屑岩相によつて置き換えられ (春木川・大石川ルート), 狭い意味の堆積岩区と凝灰岩区との著しい岩相対立を示しているばかりでなく, 元来は黒灰色塊状シルト岩・泥岩で代表される古口層が, 草薙層上部の火山 (碎屑) 岩相に対して覆蔽的に重なり顕著な縁辺堆積を示している部分がみられる。このような錯雑した地域を対象として堆積の場に於ける有機相及び物理相としての岩相解析をとりあげ, その方法の一つとして分光分析による無機微量成分 (minor and trace components) の検出を試みた。今回までの操作の効果として, 上記の地域に於ける元素の垂直的並びに地域的分布と場の問題との関連性を, ある程度まで指摘できたものと思われる。解釈の段階に入るまでには, もとより総合的 (物理的・化学的) な操作の過程を経て進めるべきものであり, 現在ではやはり単に一つの方法による定性 (morphology) の段階にすぎない。何れにしても堆積岩並びに油母岩自体のこの種の資料も従来殆んどみられないので今後の研究に対する基礎資料としてゆきたい。

堆積盆地に於ける油母岩相並びにこれに関連する石油鈹床の形成については, 考究すべき問題が極めて多く且つ困難なこともあるが, 先づ当面の問題としてはこれらの堆積の場における油母岩相を, より具体的に捉えてゆくことにより従来の多くの知見に一步進んだ資料を加えてゆくべきであると考えている。

この目的のために, 今回までに報告した石油母岩及びこれと関係ある諸岩種の無機成分による検討を, 少なくともその中の一つとして選んだが, 筆者等は更に他地域に於ける母岩についてこの方法による資料をも加えつゝある。

現在まで秋田油田の油井コアについての一資料が得られたが¹⁾, これについては今後油田地域の母岩の岩相解析と, それに関連して賦存するであろう原油それ自体の内容との賦存の場に於ける相関性を, 多少とも具体的に捉えることが或程度まで可能ではないかとも考えている。引き続き原油の無機成分の検出について検討と考察を進めてゆきたい。

1) 加藤磐雄, 阿部正宏, 島田显郎: 石油技協誌, 22, 108, 1957 (要旨)。

福島県小野町産蛭石の塩基交換について

Base exchange of vermiculite from Ono-machi,
Fukushima Prefecture

菅 原 欣 一 (Kin-ichi Sugawara)*

Abstract: The optical angles (2E) and base-exchange capacities of vermiculites which occur in weathered granodiorite near Ono-machi, Fukushima Prefecture, were measured. The optical angles of these vermiculites vary in values, showing the maximum 27° or less, and generally small angle in altered specimens. It was shown that the mean value of the base exchange capacities of these vermiculites were about 1.80m.e. per gram, and these specimens were Ca-vermiculites containing exchangeable Ca ions.

The X-ray powder patterns and refractive indices of the specimens which were exchanged by H, Na, Ca, Mg, Ba, were compared. It was shown that the refractive indices of these specimens gave very high values in general ($\gamma=1.66\sim1.677$). Generally, the refractive indices of the specimens which have large optical angles, are considerably high and Ba-exchanged specimen shows the highest index among Na-, Mg-, H-, Ca-, Ba-, exchanged ones. It was assumed that the pegmatitic residue affected the formation of the vermiculite of this area.

1. 序 言

蛭石(vermiculite)は、急熱すると著しく伸び、その様子が丁度蛭の蠢くのに似ているところから名付けられた雲母様の層状鉱物である。

近年になつて、急熱により剝離を起した際に、此の鉱物が極めて軽く、熱にも強い上に熱の不導性をも有することなどの性質が注目せられ、工業的に利用されるに到つた。普通は熱処理後、セメントに混じて軽量材として用いるが、これは耐火耐震性も併せ備えていると云う。又エボナイトと混じて温泉用保温パイプを作るに用いたり、或いは又、レントゲン室の放射能防壁、冷蔵庫の保温壁にも利用されるが、これらはいずれも試験的利用の域を出ないようである。

蛭石が急熱によつてc軸方向に甚だしく伸びるのは、層間の水の分子が格子から離脱する際、層構造の剝離を起す為だと考えられている。此の場合には、約 400°C で急激に伸長し始めるが、その前に一度収縮すると云う事実が報告されている¹⁾。

他の特長として塩基交換容量の著しく高いことが挙げられる。Barshad の測定²⁾した値も、粘土鉱物中最も大きいと云われる montmorillonite より更に 50% 程大きいし、

* 八幡製鉄株式会社

1) 神津, 吉木, 上田: 地球, 10, 13~22, 昭 3.

2) Barshad, I.: Am. Min., 33, 655~678, 1948.

筆者の実験でも後述する様に著しく高い値が得られた。

蛭石の結晶構造として、Gruner¹⁾は silicate layer 間に 8 分子の水を挟んだ構造を考え、Hendricks と Jefferson²⁾もほぼ同様の構造を考え、層間の水は hexagonal ring 状の酸素原子に水素原子が加わり、この水素原子を仲介として酸素原子が結合し、同時に silicate layer とも結びついたものとした。その後 1954 年に Mathieson と Walker³⁾は magnesium-vermiculite の結晶構造を明らかにし、silicate layer 間には二層の水が挟まり、その間に Mg イオンが入っているものとした。この構造は上記とほぼ同様であるが、hexagonal ring 状態が幾らかゆがんでいる点が異なる。

又、Barshad⁴⁾は、交換されたイオンの種類によつて $d(002)$ 間隔が変化することを見出した。即ち、Mg 及び Ca イオンで交換された場合には、 $d(002)$ 間隔は水の 2 分子層の厚さにひろがり、Ba, Li, 及び Na イオンの場合には水の 1 分子層の厚さをとり、また NH_4 , K, Rb, 及び Cs イオンの場合には水の分子層を全く挟み込まない結果を得ている。

本研究は、東北大学大学院理学研究科で課題研究として筆者が行つたものゝ一部で、終始御教導と御鞭撻を戴いた大森啓一教授に深く感謝の意を表する。

2. 蛭石の産出状態

小野町は従来小野新町と称されたところで、磐越東線のほぼ中央にあり、本地域一帯は主として閃雲花崗閃緑岩よりなり、粒室は粗粒乃至中粒程度間を変化する。蛭石⁵⁾は此の花崗閃緑岩の或る部分の風化部分に産出するが、径 1cm から 1mm 位までのものがある(第 1 図参照)。蛭石採掘場一帯は最も粗粒でこれを離れるにつれて粒度は細くなる。蛭石の採掘されている場所は、第 2 図に示した様に概ね 2 群に大別せられ、小学校から大久保附近にわたる一帯と、高山から百目木に到る地域とである。

岩石の風化は相当に進み、ほとんど土壌化している。蛭石採掘場附近では特に著しく、30m の深部まで完全に風化された箇所も少くない。此の風化部分に、未風化岩石が球状に取り残された所があり、例えば福島蛭石工業株式会社の採掘現場では径 1m のものが見られた。

此の花崗閃緑岩の構成鉱物は、顕微鏡下では、石英、正長石、斜長石、黒雲母、角閃石、燐灰石、榍石、風信子鉱、褐簾石、及び不透明鉱物で、稀に方解石の小結晶も見られる。

黒雲母は 1mm 乃至 1cm で、半自形、漆黒色乃至暗緑褐色、多色性強く、 X : 淡黄褐色乃至淡黄緑色、 Y : 黄褐色乃至褐色、 Z : 暗緑褐色乃至暗黄褐色、 $\gamma \div \beta = 1.650$ で、黒雲母としてはやや高い値を示す。包裹物としては燐灰石、風信子鉱、榍石などが見られ、また一部は緑泥石様鉱物に変化している。

1) Gruner, J. W.: Am. Min., **19**, 557~575, 1934.

2) Hendricks, S. B. and Jefferson, M. E.: Am. Min. **23**, 863~875, 1938.

3) Mathieson, A. McL. and Walker, G. F.: Am. Min., **39**, 231~255, 1954.

4) Barshad, I.: Am. Min., **34**, 675~684, 1949; **35**, 225~238, 1950.

5) 柳下秀晴氏は、illite に近いものと考えている (資源研彙報, **39**, 47~54, 昭和 30)。

第 1 図



斜長石は、大きいもので 2mm. 柱状白形結晶で、約 30% An に相当し、一般にアルバイト双晶が見られる。

蛭石は福島蛭石工業株式会社採掘場のものが最も大きく、径 1cm に達するものも珍しくない、白形結晶は少なく、大部分は半白形で、c 軸方向にひた柱状を呈している。上記蛭石採掘場の大部分は白雲母で、蛭石石に似た質感があるが、比重は暗褐色、褐色及び黄金褐色である。

3. 蛭石の見かけの光軸角(2E)

試料の蛭石は、第 2 図に示した地点 A 乃至 S の 19ヶ所から採集し、これらの光軸角を Mallard 恒数の方法で測定した。即ち (001) 劈開片のコノスコープ像によつて、見かけの光軸角 $2E$ を測定したのである。この結果を第 1 表に示す。

この結果から、同一地点で採集した試料でも必ずしも一致した値を示さないこと、及び

A	B	C	D	E	F	G	H	I	J
11°r	8°r	4°r	11°r	10°r	2°*r	11°r	6°r	10°r	8°r
13 m	10 r	8 r	12 r	11 r	13 r	12 r	9 m	12 m	10 m
14 m	11 m	10 r	13 r	12 r	16 r	14 r	11 m	14 m	11 m
15 m	12 m	12 r	14 m	13 r	18 r	15 m	14 m	16 m	15 m
16 r	13 m	13 r	15 m	14 m	20 m	16 m	15 m	18 r	16 m
17 r	14 m	15 r	16 m	15 m	22 r	17 m	16 r	22 r	18 r
18 r	16 m	16 r	17 m	16 m		18 m	18 r		22 r
	18 r	18 m	18 r	18 m		19 m	20 r		
	22 r	20 m	19 r	19 m		20 m			
		21 m	20 r	20 r		22 m			
		23 m				24 r			
		24 r				27 r			

A, B, ……………, S は, 第 2 図の各点に対応する。

Q, R, S, は花崗閃緑岩中の黒雲母の測定値。

鏡下で観察して可成り変質したものでは甚だしく小さい値を示すことが明らかになった。(第 1 表中の *印はこの極端な例である)。

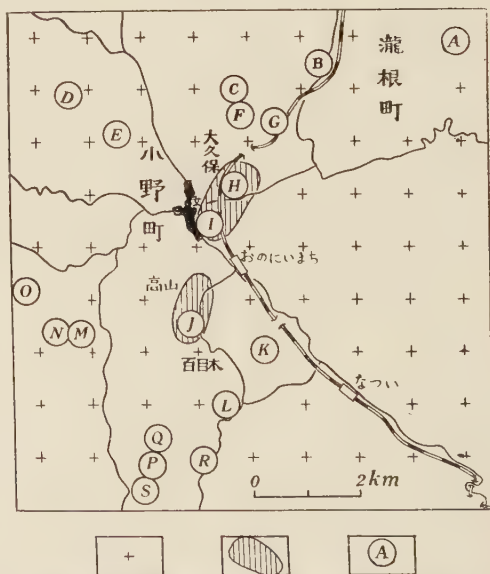
又全体を概観すると, 大粒の蛭石を産する蛭石採掘場附近では変質の程度も進み, 光軸角は小さいが, 比較的細粒の蛭石は新鮮で, 光軸角も大きい。然し A, D, P 地点の様に蛭石採掘場より遠く離れ, 非蛭石化地域に近付くと光軸角は再び小さくなる傾向が見られる。この様に蛭石には光軸角を異にするものがあるので, 塩基交換を行つた試料には同一地点で採集した蛭石を用いた。

4. 蛭石の塩基交換容量

福島蛭石工業株式会社採掘場産の蛭石について塩基交換容量を測定した。

試料は選別した後, 軽く鉄鉢で破碎し, 標準篩を通して 100~150 mesh の粒度とな

第 2 図



閃雲花崗閃緑岩 蛭石化の特に著しい箇所 試料採取地点

表

K	L	M	N	O	P	Q	R	S
10°r	12°r	14°r	13°r	11°r	7°r	6°r	0°r	4°r
13 r	13 r	16 r	14 m	13 m	8 r	8 m	2 r	6 m
14 m	14 r	18 m	18 r	15 m	10 m	10 m	3 r	8 m
15 m	16 r	19 m	20 r	16 m	12 m	12 m	4 m	10 m
16 m	17 r	24 m		18 m	14 r	13 r	5 r	12 m
18 r	18 m			20 r	16 r		6 r	
	20 m			21 r				
	22 m							
	24 r							

A, B,, P, は風化土中の蛭石の測定値。

(m は頻度の大きいもので, r は頻度の小さいものである。)

し、水洗いして乾燥の後、再び篩を通す¹⁾。こうして処理した試料について、次の 2 方法で塩基交換容量を測定した。即ち H^+ で置換して H-vermiculite としたものの、 H^+ を測定する法²⁾ 及び $BaCl_2$ 溶液に直接浸し、 Ba^{++} と交換されて溶脱した Ca^{++} 及び Mg^{++} を測定する方法を用いた。

(1) H-vermiculite とし、 H^+ を測定する方法 粉末試料 1g を稀薄塩酸(約 1:50) に約 30 分間浸した後 遠心分離

する。この操作を 2~3 回繰返し蒸留水で洗って塩酸分を完全に除去する。これに約 4% の $BaCl_2$ 溶液 50cc を加え、湯煎上で 3 乃至 5 時間 温めつゝ H^+ と Ba^{++} との交換を行わしめる。その後遠心分離して溶液を完全に分離する。この溶液について、フェノールフタレインを指示薬として KOH で滴定し、 H^+ を滴定する。その結果を第 2 表に掲げた。表中の値は試料 1g についてである。

第 2 表

No., 中和に要した KOH(N/10)	H^+ の量
1	1.00 cc 1.00 0.90
2	1.37 1.35 1.39
3	0.95 0.95 0.95
4	1.30 1.50 1.30
—	0.118

本表から 明らかな様に、実験は No. 1~No. 4 の 4 回行い、それぞれ 3 回づつ 滴定し

1) これは、微粉がつくと遠心分離が困難となるからである。

2) 須藤俊男：粘土鉱物，144~148，昭 28。

た。この結果、交換した H^+ 量は 0.095 乃至 0.15m.e. であつた。

(2) $BaCl_2$ 溶液中に浸し交換された Ca^{++} 及び Mg^{++} を測定する方法 粉末試料 1g を直接約 4% の $BaCl_2$ 溶液 50cc 中に浸し、湯煎上で約 5 時間温めつゝ塩基交換を行わしめる。次いで此の $BaCl_2$ 溶液を遠心分離し、更に試料をよく水洗いして、その洗いを加え、この中の Ca^{++} と Mg^{++} を重量分析する。 Ca^{++} 及び Mg^{++} を分析するには、 Ba^{++} が妨害となるから先ず H_2SO_4 で Ba^{++} を沈澱分離し、その溶液中の Ca^{++} は $(NH_4)_2C_2O_4$ で $CaC_2O_4 \cdot H_2O$ とし、焼灼して CaO の形で秤量する。一方 Mg^{++} は $Na_2NH_4PO_4$ で $MgNH_4PO_4$ の沈澱となし、焼灼して $Mg_2P_2O_7$ の形で秤量する。この結果を第 3 表に掲げる。表中の値はすべて試料 1g についてである。

第 3 表

No.	CaO(mg)	$Mg_2P_2O_7$ (mg)	Ca(m.e.)	Mg(m.e.)	total	粒 度 (mesh)
1	4.2	6.3	1.50	0.34	1.84	100-150
2	4.1	6.0	1.47	0.33	1.80	"
3	4.1	6.5	1.47	0.35	1.82	"
4	3.1	5.8	1.11	0.32	1.43	"
5	4.5	nd	1.61	—	—	"
6	4.5	nd	1.61	—	—	"
7	3.3	nd	1.21	—	—	200-250
8	3.9	0.5	1.39	0.02	1.41	100-150
9	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	"
Barshad による値			0	1.445	1.459 (NH_4 ab- sorbed)	100以下

No. 3 は 15 時間湯煎上で温めつゝ交換を行はしめたもの。No. 5, 6, 7, は Ca^{++} のみの測定を行つたもの。No. 8 は試料を一度 $CaCl_2$ 溶液に浸して Ca-vermiculite となし、これを試料に用いたもの。No. 9 は電気炉で約 $800^\circ C$ に熱した試料。Barshad に依る値は、100mesh の篩を通した試料について NH_4Ac solution 中で交換を行わせしめ、交換されたイオン及び吸収されたイオンの双方を測定したものである。

塩基交換を湯煎上で温めつゝ行う場合には、約 3 時間で交換は終了するものと見てよく、それ以上時間をかけても塩基交換容量は増大しない。従つて、Barshad の実験¹⁾に見られた慎重とは、此の場合にはさほど必要とは思われないので簡略に行つた。又第 3 表中の実験 No. 7 はやや小さい値を示したが、これは粒度の影響とは考えられない。

検出された Ca^{++} と Mg^{++} が、単なる溶解で蛭石中からもたらされたものでないことは、蒸溜水のみでこの操作を行つた場合に、之等のイオンが検出されなかつたことから明白である。

又交換に用いた $BaCl_2$ は、市販一般の薬品を再結晶法により純化したものであるから、薬品中の不純物としての Ca^{++} と Mg^{++} がここに検出されたものとは考えられない。こ

1) Barshad は、試料を塩溶液のビーカーに入れ凡そ $70^\circ C$ に数時間熱し、更に新しい溶液に移して同様の操作を行い、これを 10 2・3 回づつ約 10 日間繰返している。

れは又、No.9 に示した通り、熱処理した蛭石試料では、之等のイオンが検出されなかつたことから明らかである。

上記の2方法で、蛭石中の交換性イオンと、 H^+ 及び Ba^{++} との交換が完全に行われるとすると、交換容量は両者同じ値をとるか、或いは特に Ca^{++} 及び Mg^{++} 以外の交換され得るイオンが蛭石中に含まれる場合には、(1) の測定値が (2) の測定値より大きくならなければならない。然しここに得られた結果ではこの逆であつて、(1) の値が (2) の値より遥かに小さい。

一般にイオンの浸入能系¹⁾列の上で H^+ は Ca^{++} や Mg^{++} よりも下位に位するから、 H^+ が蛭石中の Ca^{++} や Mg^{++} を置き換える傾向はもともと強くない。その上に、(1) の場合には、湯煎上で加温すれば試料に作用してこれを分解せしめ、鉄を溶出するので、(2) の場合と異なり常温でしかも短時間試料を浸すに止めたため、交換は低いエネルギー状態で行われたと考えられ、完全に交換が終了したとは見做されない。所が (2) の場合にはこのような障害がないから加温して効率を高めることが出来、交換は極く良好に行われたと考えられる。従つて (1) の値が (2) の値より小さいのは交換の不充分さによるものと考えられよう。

第3表から明らかなように、小野町産蛭石は交換性塩基として Ca イオンを著しく多く含んだ Ca -vermiculite であつて、試料 1g について 1.80m.e. 程度である。

5. X線粉末写真による比較

次に、蛭石の交換性イオンを或る別のイオンと置き換えた場合の、格子に及ぼす影響を見る目的で、各種イオンと置換した試料について X線粉末写真を撮つた。

塩基交換の方法は、前記塩基交換容量測定の場合のように、100~150mesh の試料を約 $N/10$ の各種の塩溶液に浸して湯煎上で 3~5時間温め、蒸留水で洗滌し乾燥させる。

この様に各種の塩溶液で処理したものについて X線粉末写真を撮つた。尚これと比較のために、別に電気炉で約 $800^{\circ}C$ に熱したもの (heated sample) 及び 100~150mesh の試料を更に瑪瑙鉢で 20分すりつぶしたもの (ground sample) をも同様に撮影した。

X線撮影には $Fe\ K\alpha$ 線を 30kV, 10mA で 1.5時間照射した。然しこの際蛭石の格子の $c/2$ と考えられる 14\AA 附近の反射は得られなかつたので、この (002) の伸びと縮みを直接測定することは出来なかつた。この結果を第3図及び第4表に示す。

粉末写真の反射のうち最も鮮明な 3.25\AA 附近の線を各試料について比較すると、 Ca -vermiculite は最も小さく、heated sample, Ba -vermiculite がこれにつぐ。これに反して大きいのは H -vermiculite, Mg -vermiculite, natural vermiculite などである。

連続して現れる 3本の $2.60, 2.47, 2.40\text{\AA}$ 附近の線を見ると、 Ca -vermiculite では最も強い真中の線が現れているのみである。これに対し、 Ba -vermiculite では 2.40\AA の線は読みとり得ない程微弱であつた。

Heated sample では、後の 2本の線が重なつて巾広く現れている。従つて値もこれらの中間をとり、熱した場合に若干の変化の起ることを示している。又、わずかに 20分間す

1) $Li^+ < Na^+ < H^+ < K^+ < Mg^{++} < Ca^{++} = Sr^{++} = Ba^{++} < Rb^{++}$

1		2		3		4		5	
d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I
3.88	9	3.86	8	3.91	7	3.82	8	3.86	8
3.40	1	3.40	1						
3.28	10	3.26	10	3.29	10	3.24	10	3.25	10
3.11	1								
		2.98	1	2.87	2				
		2.77	1						
2.60	3	2.60	4	2.62	4			2.60	5
2.48	4	2.46	5	2.48	3	2.46	5	2.47	4
2.40	2	2.40	2	2.41	1			2.41	1
2.15	1	2.15	4	2.16	2	2.14	2	2.15	2
1.99	7	1.99	7	1.99	7	1.98	7	1.99	8
1.90	1	1.88	1						
1.82	1								
1.66	6	1.66	7	1.66	6	1.65	6	1.66	6
1.53	6	1.53	6	1.53	6	1.52	5	1.53	7
1.51	1								
1.48	1			1.48	1	1.46	1		
1.42	3	1.42	3	1.42	6	1.42	3	1.42	4
1.39	1								
1.35	5	1.35	6	1.35	6	1.35	6	1.35	7
1.32	1			1.32	1			1.32	2
1.30	1					1.30	1		
1.29	1								
1.25	3	1.25	3			1.25	4	1.24	6

1. H-vermiculite 2. Na-vermiculite 3. Mg-vermiculite
 6. Ba-vermiculite 7. Heated sample 8. Ground sample

りつぶした後の ground sample でさえ写真は甚しく不鮮明になり、構造が崩れたことを示している。

6. 屈折率の測定

前記の如く、種々のイオンで置換した試料について、浸液法により屈折率を測定した。その結果を第5表に示す。

一見して明らかなように、これ等の蛭石は著しく高い屈折率を示している。且つ、光軸角の大きい蛭石は、屈折率も高くなっている。一般に屈折率は、各種の塩基で置換した蛭石のうち、natural vermiculite が最も低く、Ba 及び H で置換したものが最も高い。又 biotite と比較すると、一般に蛭石の方が著しく高い。

7. 蛭石の成因に関する考察

既に述べたように、本地域の蛭石は花崗岩中の黒雲母が母岩の風化によつて形成されたものである。外国では接触変成帯に生じたものもあり、本邦でも福島県大森田、高知県吉野鉱山などにこの例があるが、多くはない。

表

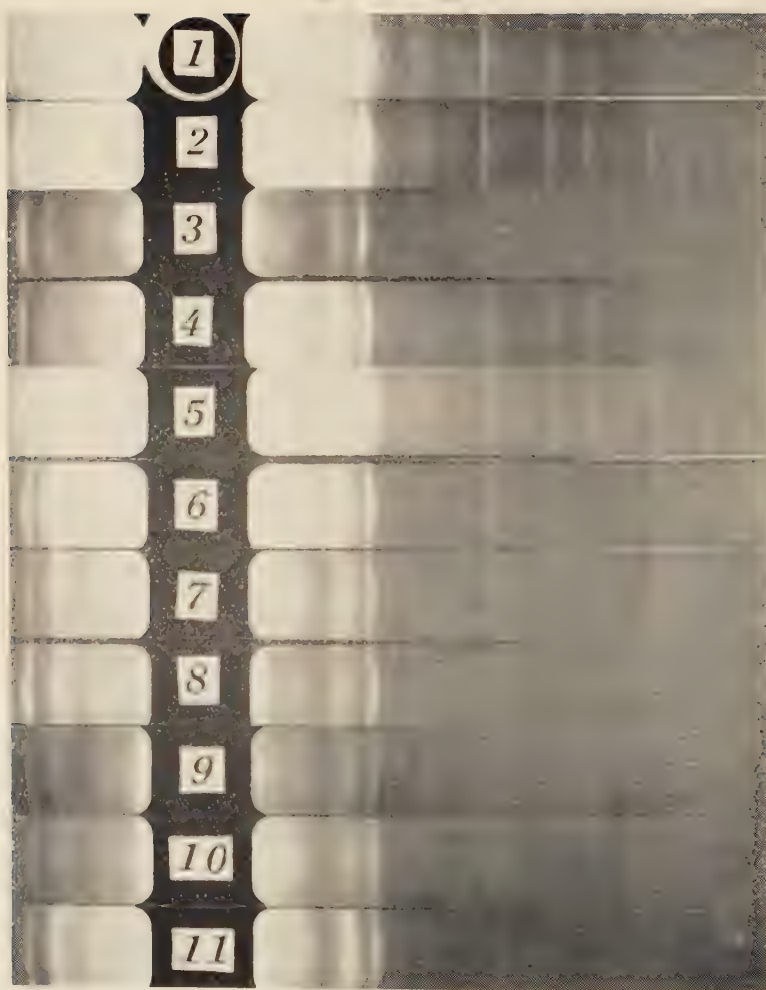
6		7		8		9	
d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I
3.86	9	3.90	7	3.85	8	3.91	10
3.55	1						
3.26	10	3.25	10	3.29	10	3.28	10
						3.21	1
						3.10	1
						2.99	1
						2.88	1
						2.77	1
2.58	1	2.60	4	2.60	3	2.61	6
2.47	5			2.50	4	2.50	2
		2.44	4	2.42	3	2.41	3
2.14	1	2.16	3	2.16	2	2.16	4
1.99	7	1.97	5	1.99	7	1.99	6
1.89						1.90	1
1.66	6	1.65	5	1.66	6	1.66	5
1.52	4	1.53	5	1.53	6	1.53	7
1.47	1						
1.42	3			1.42	3	1.47	1
1.39	1						
1.35	5	1.35	5			1.33	5
1.30	1						
		1.29	1				
1.25	3			1.25	2	1.25	2

4. Ca-vermiculite 5. Ba-vermiculite (Once exchanged by Ca)

9. Natural vermiculite

第 5 表

Sample	Index of refraction (?)
H-vermiculite	1.668
Mg-vermiculite	1.664
Ca-vermiculite	1.663
Na-vermiculite	1.664
Ba-vermiculite	1.668~1.670
Ba-vermiculite (Once exchanged by Ca)	1.668~1.670
Natural vermiculite	1.662
Heated sample	1.664
Biotite in granodiorite	1.650
Natural vermiculite (large 2E)	1.677



1. H-vermiculite
2. Na-vermiculite
3. Mg-vermiculite
4. Ca-vermiculite
5. Ba-vermiculite (once exchanged by Ca)
6. Ba-vermiculite
7. Ba-vermiculite (lightly ground)
8. Heated sample
9. Ground sample
10. Natural sample (250~270mesh)
11. Natural sample (100~150mesh)

風化花崗岩中では、蛭石は花崗岩中の黒雲母から生じたものであるが、然し花崗岩中の黒雲母が全部一様に蛭石に変ずるわけではなく、又同一の花崗岩体でも黒雲母が蛭石に変じたのは極めて狭い区域に限られている。

前記塩基交換容量測定の実験が示すように、蛭石の塩基交換は極めて低エネルギー下で容易に行われるが、同じ条件下でも、黒雲母には塩基交換を行わしめることが殆んど出来ない。

蛭石地帯では、未風化の岩石内で黒雲母の外見をとるものが、風化に依つて格子の層間に水の分子層をとり込み、格子の長さを膨脹するので、此の黒雲母は普通のものと同じものとは考えられない。

前に述べたように、蛭石は採掘場で最も大粒であり、そこを離れると細粒化する。このことは、これらの地域が、この花崗岩のうちで最も晩くまで結晶作用の続いた箇所であることを示すものと解される。

この際、結晶作用の長引く場合には、其処が岩体の中核部で、熱の逸散が少く、温度降下率が低かつた場合と、揮発成分にとんだペグマタイト質残漿が濃集して結晶作用を持続せしめた場合の2つが考えられる。前の場合では単に冷却が遅いのみで結晶状態自体は他の部分と差違はなからうから、特に蛭石が黒雲母から変化する原因とは考えられない。次に後の場合を考えてみるに、一般に雲母族のような層状構造をもつた鉱物は、常にその弱い結合の面が所謂劈開面となり、外方からの力やエネルギーは、先ず此の部分に働く。黒雲母では、この部分は珪酸四面体層の中間にある K 原子の並んだ層である¹⁾。

滲透力の強いペグマタイト質溶液が、幾分低い温度下で或る鉱物を取囲むと、その鉱物は生成時と異なつた環境下に置かれることになり、これに相応した変化が起ると考えられる。このようなものは、風化の際に一般とは異なつた変化をするであろう。即ち、局部的に濃集したペグマタイト質残漿が、花崗岩中の黒雲母の層間の K イオンに働いて、著しくそれを活性化し、或いは格子から抜け易い状態にしたために、その後の風化作用で浸入能の大きい Ca イオン等の雲母 K のイオンを交換し、この際 Ca イオンに対応する水の分子を添加して所謂蛭石が形成されたものと考えられる。

又イオンが交換される場合、すべての層のイオンが交換されず、或る層のイオンのみは未交換のまゝ残ることもあり得るであろう。Gruner²⁾ の云う hydrobiotite はこれに相当するものと考えられる。

以上から明らかな様に、蛭石の生成には、先ずペグマタイト質残漿或いはこれに準ずる末期残漿が黒雲母に作用して、黒雲母の層間のイオンを甚だしく抜け易い状態にし、次に風化によつてこの黒雲母をとり巻く周囲の鉱物からの束縛がゆるみ、且つ浸入能の高いイオンがこの周囲に存在すると、これらのイオン間に交換が行われ、この際一緒に水の分子層を伴い、蛭石が形成されたものと考えられる。

三本杉氏³⁾ は、これとは別に黒雲母に包裹された風信子鉱の放射能を蛭石の生成に関係づけて考えておられる。

1) Bragg, W. L. : Atomic structure of minerals, 211, 1937.

2) Gruner, G. W. : op. cit.

3) 三本杉巳代治 : 岩鉱, 39, 76~87, 昭 30.

鳥取県多里地方の若松鉱山の新産サポー石に就て

New saponite from the Wakamatsu mine, Tari district,
Tottori Prefecture

北原 順一 (Jun-ichi Kitahara)*

Abstract : Most of the chromite are deposited along distinctive fissure in an ultra-basic rock. The country rocks, such as serpentine and pyroxenite, which were attacked by alkaline ground water through the fissures were partly dissolved and altered into saponite filling the fissures of the serpentine and chromite bodies.

The color of the mineral from No. 7 deposit of the Wakamatsu mine is greyish white and the luster is greasy; the specific gravity is 2.27 and the hardness is 2.5. In thin section, the mineral is colorless and isotropic, but it shows weak birefringence in another part of the same specimen. The mean refractive index N_m is 1.525. The differential thermal curve (Fig. 1) of the mineral shows that the mineral is a magnesium rich montmorillonite. The writer believes that the mineral is saponite, judging from the observation of the electron micrograph (Fig. 2). The mineral reacts with the saturated benzidine, and then assumes pale blue color.

The mineral shows low content in $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ and high contents in MgO , the montmorillonite of this kind, has not been reported in Japan. The formula can be expressed as $(\text{OH})_{4.02} (\text{Si}_{7.16} \text{Al}_{0.93})_{8.09} (\text{Mg}_{5.84} \text{Fe}''_{0.01} \text{Fe}'''_{0.09} \text{Al}_{0.06})_{8.00} (\text{Ca}/2)_{0.28} \text{Na}_{0.09} \text{K}_{0.04})_{0.41} \text{O}_{19.98} \text{mH}_2\text{O}$, which corresponds almost to the ideal formula of saponite suggested by Ross and Hendricks.

1. 緒 言

筆者は鳥取県多里地方産のクロム鉄鉱と母岩を調査中、クロム鉄鉱や母岩の割目に、時にはクロムテツ鉱と母岩との境に、灰白色乃至淡黄色の粘土脈が屢々見られたので、この脈に注目していた。若松鉱山七号鉱床産の一粘土試料に就て、物理性質や化学成分を確かめたところ、鉄の少ない典型的のサポー石であることが判った¹⁾。

鉄の多いサポー石については須藤俊男²⁾の研究報告があるが、鉄の少ないものの記載がないので、ここに報告する。

* 島大根学文理学部地学教室

1) 北原順一：日本地質学会年会の講演，東京教育大，1957.

2) Sudo. T：地質，59, 18~27, 1954.

桜井欽一氏による昭和31年10月23日附の書信によれば、須藤氏が新鉱物 leMBERGITE と発表されたものは、後に同氏によつて iron-saponite と訂正された由で、又鉄の少ない saponite は本邦にまだ報告がない由である。

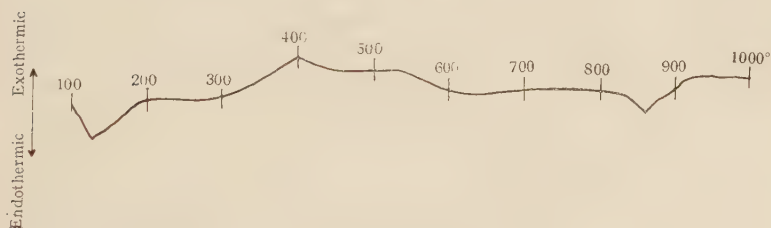
2. 産 状

当地方のクロム鉄鉱体は、水を含んだクロム鉄鉱、珪酸塩の熔融体が同一岩漿源から生じた先成的の超塩基性岩の裂隙に侵入して生じたものである。クロム鉄鉱成分と珪酸塩成分の割合により、塊状鉱になったり、斑状鉱乃至浸染鉱になったものと思われる。蛇紋岩や輝岩の様な超塩基性岩は、それらの間隙を通るアルカリ性の地下水により侵されて一部はイオンとして溶脱された。溶脱したイオンは前記の岩石とかクロム鉄鉱の割目とか、蛇紋岩とクロム鉄鉱の境目に沿ってサポー石脈として生成した。サポー石はオパールとかマグネサイトを伴うことがある。サポー石脈は、輝岩岩が含有水で自己変成し蛇紋岩になった後に生じた最後の生成物の一つである。サポー石脈の中は顕微鏡的に微細のものから0.3米にわたるものがある。採った若松鉱山号床産のものは、蛇紋岩の裂隙に産したものである。

3. 示 差 熱 分 析 曲 線

若松鉱山七号鉱床から産した一つの粘土鉱物の示差熱分析曲線(第1図)は、低温度で一つの吸熱反応を示すが、これは110°C以下における脱水に相当するものである。他の一

第 1 図



若松鉱山七号鉱床産のサポー石の示差熱分析曲線

つの約860°Cにおける吸熱反応はOHの脱出によるものである。上記二種類の吸熱反応により本試料は、一種のモンモリロン石族に属する鉱物であることが判る。約400°Cにおける発熱反応は、その鉱物と密接に伴う他の鉱物によるものと見られる。最も普通のモンモリロン石は、約700°Cで吸熱反応¹⁾を示すものと述べられている。マグネシウムの多いモンモリロン石はアルミニウムの多いモンモリロン石より高い温度で吸熱反応を示すから、この試料はマグネシウムの多いモンモリロン石と推察される。

4. 電 子 顕 微 鏡 写 真

本鉱物は、電子顕微鏡写真(第2図)によると、不規則な外形を有する色々の大きさの短冊状乃至片状集合体である。短冊の長さは巾の約1~2倍である。マグネシウムの多いモンモリロン石は通常短冊状又は片状²⁾を示すから、本鉱物はマグネシウムモンモリロン石であると見做すことが出来る。

1), 2) Grim, R. E : Clay Mineralogy, 1953.

第 2 図



若松鉱山七号鉱床産のサボー石の
電子顕微鏡写真 ($\times 24,000$)

5. 呈色試験

粘土鉱物試料にベンチデン ($\text{H}_2\text{N} \cdot \text{C}_6\text{H}_4 \cdot \text{C}_6\text{H}_4 \cdot \text{NH}_2$) の飽和溶液を加えると、青色を呈した。この呈色反応¹⁾は、モンモリロン石のみが有する特色の酸化作用で生じたものである。このようなベンチデンの青色呈色により本鉱物は一種のモンモリロン石であると言うことが出来る。

6. 他の種々の性質

本鉱物は、灰色で脂肪光沢を

示す。比重は $G=2.27$ で、硬度は $H=2.5$ である。水を吸着して膨潤し、乾燥すれば脆い。水中でビシビシ音がするため、木下亀城による佐賀県厳木産の水爆石²⁾に倣つて、従来多里地方の鉱山を調査をした人々はこれを水爆石と呼んでいた。

顕微鏡で観ると、本鉱物は無色で、等方性であるが、弱い複屈折はを示す部分もある。複屈折の非常に低く見掛上は等方質で、平均屈折率は $N_m=1.525$ である。

7. 化学組成

本鉱物の化学分析結果は第1表の如くである。

第1表から判る様に、本鉱物の $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ 含量は少なく、 MgO の含量は多い。この種のモンモリロン石は、日本にはまだ報告されていない。この化学式は、酸素原子を

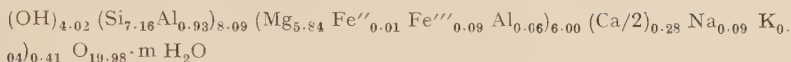
第 1 表

	Wt. %	Mol. prop.		Atom. ratios	Ditto when $\text{O}(\text{OH})=2400$
SiO_2	47.02	783	Si	783	716
TiO_2	0.00	—	Ti	—	—
Al_2O_3	5.54	54	Al	108	99
Fe_2O_3	0.83	5	Fe'''	10	9
FeO	0.07	1	Fe''	1	1
MnO	0.03	—	Mn	—	—
CaO	0.82	15	Ca	15	14
MgO	25.52	638	Mg	638	584
Na_2O	0.23	5	Na	10	9
K_2O	0.17	2	K	4	4
$\text{H}_2\text{O}(+)$	4.03	220	H	440	OH 402
$\text{H}_2\text{O}(-)$	16.04	891	O	2624	O 1998
Total	100.29				

1) 須藤俊男：粘土鉱物，1953.

2) 木下亀城：地質，43, 152~162, 1936.

20として計算すると、次の様に表わすことが出来る。



この化学式は、Ross と Hendricks¹⁾ によつて提示されたサポー石の理想式

$(\text{Mg}_{3-\alpha} \text{Al}_{\alpha}) (\text{Al}_{1.3+\alpha} \text{Si}_{4(1.3+\alpha)}) \text{O}_{10}(\text{OH})_2 \text{W}_{1.3} \cdot m \text{H}_2\text{O}$ と殆んど一致する。こゝに W は K, Na, Ca である。

8. 結 論

以上述べた様に示差熱分析曲線、電子顕微鏡写真、呈色試験、その他の物理的性質及び化学組成等から、このモンモリロン石族鉱物は、日本新産の鉄の含量の少ない典型的のサポー石 (saponite) と呼ぶことが出来る。

この研究に要した費用の一部は総合研究「鉱床母岩の変質」に与えられた文部省科学研究費の一部であることを明記する。

滋賀県別所産高師小僧に含まれる含水酸化鉄について

Hydrous ferric oxides in the "Takashi-Kozō" from Bessho,
Shiga Prefecture

兼 松 四 郎 (Shiro Kanematsu)*

南 部 松 夫 (Matsuo Nambu)**

Abstract : Hydrous ferric oxides in the so-called "Takashi Kozō" (limonitic nodule in Quaternary sediments) from Bessho, Shiga Prefecture are identified as the amorphous type by means of microscopic and X-ray examinations and of differential thermal and chemical analyses.

1. ま え が き

筆者等の一人兼松²⁾は、さきに、本誌上で、別所産高師小僧の産状とこの成因に関する考察について述べたが、この中に含有される含水酸化鉄については、化学分析と顕微鏡観察を行つたのみで、この種の鉱物の決定に欠くことの出来ない X 線および熱分析による研究を行わなかつたため、含水酸化鉄は褐鉄鉱或は針鉄鉱に類似するものであることを推定したに止まり、正確な鉱物種の決定は保留された。しかるに最近土壤中の鉄の存在の問題に関連して含水酸化鉄の再検討に迫られ、X 線粉末写真の撮影および加熱実験を実施した結果、この本質が明かになり、しかも前報で予想した鉱物内容と多少異なる結果が得られたので、この概略を述べて、前報の欠を補いたい。

1) Ross, C. S. and Hendericks S. B. : Minerals of the Montmorillonite Group, U. S. Geol. Survey Profess. Paper, 275B, 23~79, 1945.

*滋賀県立短期大学

**東北大学選鉱製錬研究所

2) 兼松四郎：岩鉱, 37, 117, 1952.

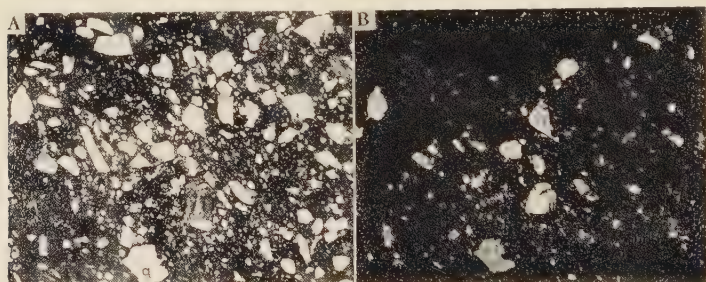
2. 試 料

試料は兼松が採取したもので、直径約 10cm の樹枝状をなし、表面は概ね平滑である。断面でみると表相部は黒褐色緻密であるが、中心部に移るに従い、黄褐色又は褐黄色でや、軟弱な部分と同心円の構造を示し、中心近くでは褐黄色をなすものを主とするようになる。

中心部には直径約 1cm の円形の空隙を残し、この部分は乾燥した土壌と枯涸した樹根によつてゆるく充填されている。

実験に供した試料は主として表相部のものである。いま薄片として観察すると 0.005～0.06mm 程度の不規則な外形を有する微細な石英が 視野全面に撒布し、これらの間隙には赤褐色半透明の含水酸化鉄が認められ、直交ニコル下では大部分不透明となるので、非晶質或は等方性鉱物であると考えられる (第 1 図)。これら二者の他に稀に、長石、磁鉄鉱、岩石屑および 2, 3 の鉱物種未詳の微細鉱物が認められる。

第 1 図 高師小僧の透過顕微鏡写真



A : 平行ニコル

B : 十字ニコル

q : 石 英

l : 非晶質含水酸化鉄

3. 化 学 分 析

高師小僧の表相部の化学分析結果を第 1 表に掲げる。本表によると 高師小僧の主成分は SiO_2 , Fe_2O_3 , H_2O の 3者によつて構成され、これらの中 SiO_2 は鏡下で認められた石英として存在し、他の二者は含水酸化鉄を構成するものである。

第 1 表

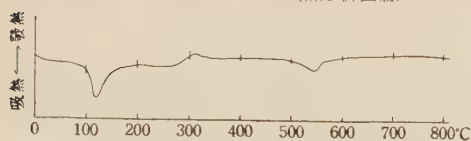
高師小僧の化学組成

成 分	Wt %
SiO_2	53.89
TiO_2	1.43
Fe_2O_3	29.64
Al_2O_3	0.60
FeO	0.36
CaO	1.74
MgO	0.78
Na_2O	0.33
K_2O	tr
$\text{H}_2\text{O} ()$	6.35
$\text{H}_2\text{O} (-)$	4.86
合 計	99.98

4. 示 差 熱 分 析

0.5g の試料を -200mesh に粉碎し、 $10^\circ\text{C}/\text{min}$ の温度上昇率で示差熱分析を行った結果を第 2 図に示す。この曲線は 120°C と 555°C の二回の吸熱反応および 310°C の発熱反応によつて特徴づけられている。 555°C の吸熱ピークは石英の α 型より β 型に転移することによるものである。また 120°C の吸熱ピークは非晶質な含水酸化鉄の脱水に帰因し、これに続く 310°C の発熱ピークは非晶質 Fe_2O_3 が $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ に結晶する際の発熱反応に帰因する。結晶質含水酸化鉄の示差熱分析曲線には、針鉄鉱、鱗鉄鉱の何れの場合

第2図 高師小僧の示差熱分析曲線



必然的に $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ への結晶化によつて生ずる発熱ピークを伴うものであることは、筆者等の一人南部によつて松岩鉱山産その他の試料について充分確められたところである¹⁾。

5. X 線 粉 末 写 真

試料の X 線粉末写真を第 3 図--A に、これより計算した面間距離を第 2 表に示し

第 2 表

高師小僧の X 線粉末廻折線

d(Å)	I
4.33	vw
3.37	s
3.14	vw
2.48	w
2.30	vw
2.25	vw
1.99	w
1.83	m
1.55	m
1.38	m(b)
1.26	w
1.20	m
1.18	m
1.16	vw
1.03	w
1.05	w
1.03	w
1.02	w
0.99	m
0.96	m

第3表 高師小僧の加熱後の X 線粉末廻折線

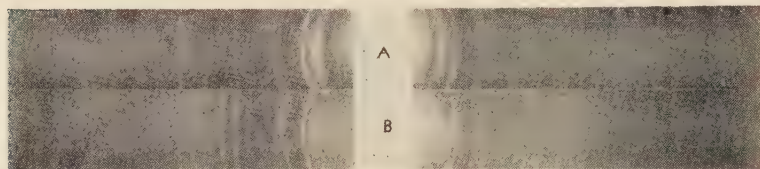
d(Å)	I	摘 要
4.27	w	Q
3.69	w	H
3.34	s	Q
3.22	vw	
2.69	m	H
2.50	m	Q, H
2.28	m	Q
2.20	vw	Q, H
2.12	vw	Q
1.98	w	Q
1.83	vw	Q
1.69	vw	Q, H
1.59	m	Q, H
1.54	m	Q
1.48	vw	H
1.45	w	Q, H
1.37	m	Q
1.30	m	H
1.29	m	Q
1.25	vw	Q, H
1.20	w	Q
1.18	vw	Q
1.15	w	Q
1.11	w	H
1.10	w	Q, H
1.08	w	Q
1.05	w	Q
1.03	w	Q, H
1.02	w	Q
0.99	w(d)	Q, H
0.96	w(d)	Q, H

但し Q, H はそれぞれ石英および $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ の廻折線を示す。

1) 南部松夫：鉱物誌，2，275，1955。選研彙報，10，5，1954。

た。ただし撮影条件は次の如くである。電圧 35kV, 電流 6mA, 対陰極 Fe (フィルタ

第 3 図 高師小僧の X 線粉末写真



A : 加熱前

B : 800°C に一時間加熱せるもの

一なし), カメラ半径 30.25mm, 照射時間 30 分。結果は石英の廻折線のみが認められ, 含水酸化鉄の廻折線は全く存在しない。含水酸化鉄の廻折線が欠くことは, 鏡下の性質及び示差熱分析より非晶質であることが予想されたので当然のことであろう¹⁾。

前述の如く非結晶質の含水酸化鉄を高温に加熱すると先ず脱水し, 次に $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ に結晶する。いま資料を 800°C に 1 時間加熱し, 室内で冷却し, このものの X 線粉末写真を第 2 図 B に, 面間距離の測定値を第 3 表としたが, 加熱体には石英の外に加熱前には認められなかった $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ の廻折線が出現して前記の反応を確かめることができた。

6. 結 論

別所産の含水酸化鉄は鏡下では等方性を示し, 示差熱分析曲線には結晶水の放出による吸熱ピークを欠き, かつ X 線的には非晶質であるが, 800°C に 1 時間加熱したものには $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ の廻折線が新たに生ずる。以上の事実より別所産高野師小僧に含まれる含水酸化鉄は非晶質 (X 線的に) であることが判明した。

しかし高師小僧の生成過程は必ずしも同一ではなく, かつ形成後の履歴もそれぞれ異っていることは想像に難くないので総ての高師小僧中の含水酸化鉄を非晶質なものとするのは早計であつて, 各産地の試料についてそれぞれ吟味が必要なことは勿論, 厳密には同一産地の各試料について電子線, X 線およびその他の方法を併用して充分調べるのでなければ意外な誤謬を招くであろう。(選鉱製錬研究所報告第 270 号)

種々御高配を得た竹内常彦博士, 実験に協力された岡田広吉, 鈴木勝両同学上に深甚なる謝意を表する。

1) X 線で廻折しないゲル状含水酸化鉄の一部は電子線では明瞭な廻折線を示すことが知られているので (Weisser, H. B. and Milligan, W.O., : J. Phy. Chem., **44**, 1081, 1940.) この種の非晶質ないしは低結晶度鉱物の研究は電子廻折によるか或いは X 線廻折と熱分析との併用が必要である。

関 東 山 地 東 部 の ロ ー ソ ン 石

Lawsonite from the eastern part of the
Kantô mountainland

関 陽太郎 (Yôtarô Seki)*

Abstract : The modes of occurrence, chemical and physical properties of lawsonite recently found from the eastern part of the Kantô mountainland, Central Japan, were described. Some geological and petrological significances of lawsonite in regional metamorphism were also discussed.

緒 言

ローソン石は、結晶片岩や、それにともなうソーシュライトはんれい岩中に見出される変成鉱物の一つである。日本では、1938年に鈴木醇によつて、北海道カムイコタン地域のエザリン輝石藍閃石片岩の中にはじめて発見され、産状及び光学的諸性質が記載された¹⁾。最近、浅井宏は愛知県雨生山のソーシュライトはんれい岩の中にローソン石のあることを報告した²⁾。

ローソン石は、次の点で特に注目すべき鉱物である。即ち、第一に、アベニン³⁾、コルシカ⁴⁾⁵⁾⁶⁾、カリフォルニア⁷⁾⁸⁾、セレベス⁹⁾¹⁰⁾、ニューカレドニア¹¹⁾、カムイコタン¹⁾及び、西南日本外帯²⁾の各広域変成地域にのみ発見され、その分布が世界的に局限されている。しかも、それらの各広域変成地域は、ローソン石の産しない広域変成帯(たと

* 埼玉大学文理学部地学教室

- 1) 鈴木醇：岩鉱，**20**，251~261，1938.
- 2) 浅井宏：地質(要旨)，**55**，139，1949.
- 3) Goßner, B. and Mussnug, F. : Centralbl. Min., Abt. A, 422~423, 1931.
- 4) Brouwer, H. A. and Egeler, C. G. : Verhand. der kon. Nederl. Akad., XLVIII, No. 3, 1~71, 1952.
- 5) Egeler, C. G. : Verhand. der kon. Nederl. Akad., LI, No. 5, 3~11, 1948.
- 6) Egeler, C. G. : Geol. en Mijnbouw, nr 4, 115~118, 1956.
- 7) Ransome, F. L. : Univ. Calif. Dept. Geol. Sci. Bull., **1**, 301~312, 1893.
- 8) Switzer, G. : Bull. Calif. Div. Mines, **161**, 51~70, 1951.
- 9) De Roever, W. P. : Geol. Expl. in the Island of Celebes, 69~173, 1947.
- 10) De Roever, : Verhand. der kon. Nederl. Akad., LIII, 2~12, 1950.
- 11) Joplin, G. A. : Min. Mag., **24**, 534~537, 1937.

えば Dutchess County のような) のもつていない地質学的・岩石学的特徴のいくつかを、共通して有するのである。この点については、後にふれることにする。第二は、ローソン石が、灰長石に 2 分子の H_2O を加えたものに等しい、異常に多くの H_2O をもつ成分の鉱物であり、又、非常にたかい Packing index をもつ¹⁾ ことである。以上の二点は各々が独立に考察されるべきでなく、互に関連をもつた事柄であろう。

この論文では、関東山地東部の広域変成地域で追跡されたローソン石の分布と、その鉱物学的諸性質をのべ、あわせてローソン石の地質学的、岩石学的意義を若干記述する。

地 質 概 略

第 1 図に、関東山地東部の地質が概略示されている。結晶片岩類は、いくつかの南北性の断層によつてずれ乍らも、この地域の比較的北部に分布する。チャート、砂岩、頁岩、石灰岩及び火山物質より成る、いわゆる秩父古生層は、この地域の中中部及び南部に分布する。

一般的に南にゆくく傾いている結晶片岩層の上部及び同じく南にゆくく傾く古生層の下部に対しては、同時層的な関係をもつか、あるいは両層の中間に全く整合・移化的に來まつて、主として火山物質より成りその中にチャートの薄層や輝緑岩・はんれい岩及び蛇紋岩の岩床状貫入体をもつた部分がある。

この部分は、再結晶作用の程度、片理及び線理の発達程度よりみても、三波川結晶片岩とよばれるものと、秩父古生層とよばれるものとの間の中間的性格をもっている。之は、かつて御荷鉾層とよばれたものにほぼ相当する。

ローソン石は、この火山物質を主とし、層位的にも変成の程度でも結晶片岩と古生層との間の中間的な性質をもつ部分にのみ見出される。

ローソン石の分布と産状

ローソン石の分布は第 1 図に示されている。この鉱物は、玄武岩質熔岩及び凝灰岩を源岩とする、暗緑色又は赤紫色の片状の岩石、及び淡緑又は淡赤色のチャートの中に見出される。

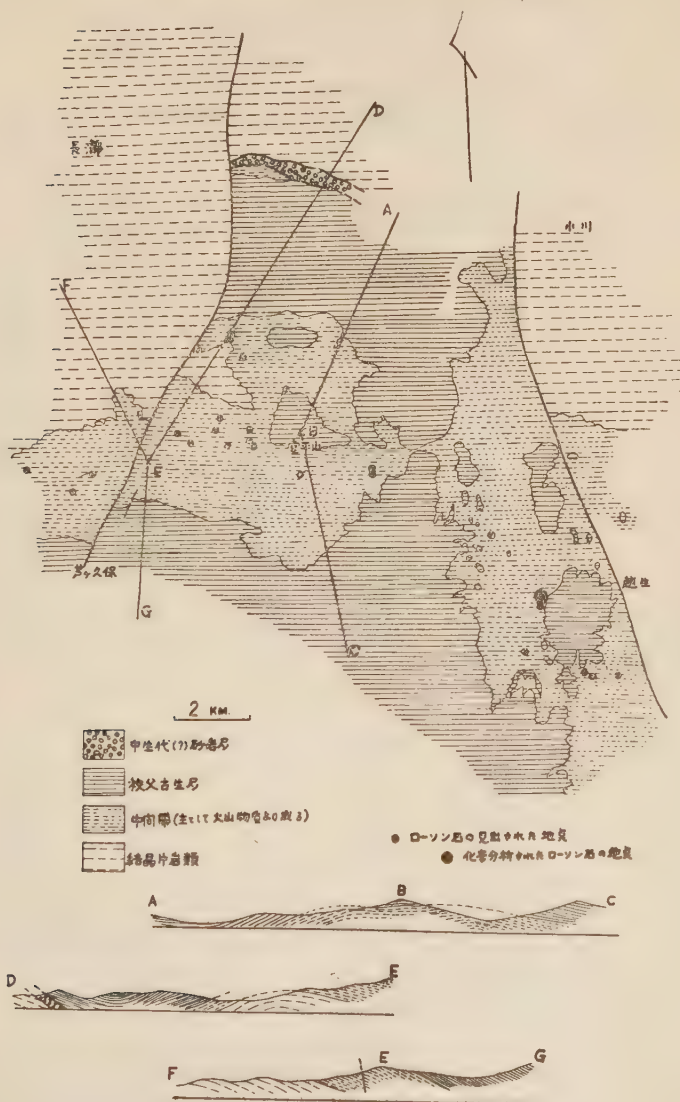
ローソン石がその岩石に入っているかどうかは、チャートの中に乳白色のローソン石がよほど密集している時以外には、肉眼ではわからない。

ローソン石のできている熔岩源の岩石には、斑晶の普通輝石 ($\gamma=1.716\sim1.722$, (+) $2V=50\sim53^\circ$) 以外には火成源の鉱物はこつていない。この斑晶普通輝石は、結晶周辺及び劈開にそつて透角閃石 ($\gamma=1.651\sim1.653$, (-) $2V=69\sim80^\circ$), 緑泥石 ($\gamma=1.617$, $\gamma-\alpha=1.003$, 伸長負) 及び藍閃石 ($\gamma=1.635\sim1.650$, (-) $2V=52\sim56^\circ$, $b=Y$) によつて交代され、且つ、波状消光がつよい。

透角閃石は、藍閃石と輝石との間にできているか、又は藍閃石結晶の中につつまれてゐる。火山物質の石基は、普通輝石と、斜長石より成つていたらしいが、今では、それらの鉱物の仮像がわずかに認められるのみで、完全に緑泥石、絹雲母、曹長石、石英、藍閃石及びローソン石によつて交代されてしまつてゐる。この石基の交代の状態は、岩石が片状になつてゐるものほど著じるしい。これらの鉱物の他にチタナイトが多く散在

1) Fairbairn, H. W. : Bull. Geol. Soc. Am., 54, 1305~1374, 1943.

第 1 図 関東山地東部の地質概略図



する。

玄武岩質凝灰岩は、赤紫色～緑紫色の片状の岩石で、その中には、厚さ 2～15cm のチャートの薄層がはさまつたり、レンズ状の火山弾が入っていたりする。主として、赤鉄鉱、緑泥石、曹長石、ローソン石より成り、少量の石英、絹雲母、チタナイトをふくむ。片理が発達していて、鏡下では凝灰岩の構造はつきりわからないが、肉眼では、火山弾、ラピリなどのこりによる不均質な様子から熔岩源のものと区別されうる。

ローソン石をもつた片状の熔岩及び凝灰岩の化学成分と鉱物組成は第 1 表 I, II, III 及び IV に示されている。

第 1 表 関東山地東部のローソン石をもつて変成岩の化学分析及び鉱物組成

	I	II	III	IV	V
SiO ₂	47.45	48.12	46.53	48.02	68.61
Al ₂ O ₃	9.47	13.93	15.31	16.51	14.12
Fe ₂ O ₃	6.21	13.91	20.53	11.78	3.62
FeO	6.27		2.00	3.91	0.31
MnO	0.37	0.47	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	6.95	5.72	2.70	2.28	0.18
CaO	15.38	8.00	7.08	10.58	5.94
Na ₂ O	2.10	2.22	4.46	3.81	2.88
K ₂ O	0.28	0.99	0.26	0.07	0.34
H ₂ O+	5.36	5.75	1.77	3.01	3.40
H ₂ O-	0.73	0.35	0.34	0.13	0.20
Total	100.57	99.46	100.98	100.10	99.60
Quartz	2.7	1.7	12.1	20.0	41.8
Albite	2.8	2.6	19.2	16.2	24.0
Chlorite	42.0	43.5	16.2	8.4	0.8
Iron-oxide minerals & titanite	4.2	7.4	21.3	10.8	3.1
Augite	15.0	16.7	—	—	—
Glaucophane	4.0	7.9	—	—	—
Tremolite	2.0	4.4	—	—	—
Epidote	10.8	—	6.2	18.0	1.0
Sericite	0.9	3.0	1.0	—	2.1
Lawsonite	14.2	12.8	24.0	26.6	26.9
Calcite	1.4	—	—	—	0.3

I ローソン石をもつた、玄武岩質熔岩源の岩石（分析者、小鷹），

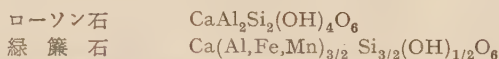
II 同 上（分析者、関），III ローソン石をもつた、玄武岩質凝灰岩源の岩石（分析者、横山），IV 同 上（分析者、横山），V ローソン石をもつた、チャート源の岩石（分析者、関）

玄武岩質凝灰岩とチャートとが互層する時は、両者の境界面にローソン石が密集することがある。この場合凝灰岩の中のローソン石の産状は上述と同じである。チャートの中のローソン石は、曹長石、石英、絹雲母及び緑泥石などと共にあつて、特に大きく（最大長さ約 2mm 位）成長し、時には放射状集合となる。後にのべるローソン石の鉱物学的

諸性質は、このチャートの中より分離したローソン石より得られたものである。ローソン石をもつたチャートの化学成分と鉱物組成は第 1 表 V に示されている。

ローソン石と緑簾石との関係

ローソン石と緑簾石とは次に示すように、(OH) の量を除いては互に似た化学成分をもっている。



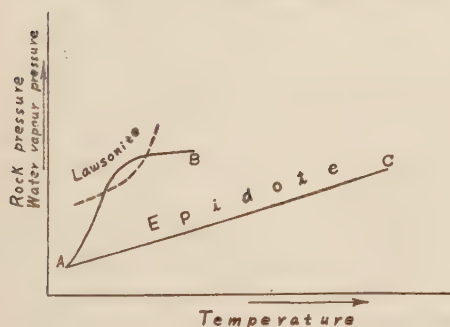
緑簾石では Al を置換して Fe 又は Mn が入る結果 clinozoisite-pistacite-piedmontite の固溶体を作るが、ローソン石ではそのようなことがない。従つて Al/Fe 又は Al/Mn は、変成岩の中でローソン石ができるか緑簾石ができるかということに、影響することが考えられる。

しかし、そのような化学成分上の事よりはるかに大切なのは、ローソン石が、緑簾石の 8 倍もの (OH) をもっている事及びローソン石が緑簾石よりずっとたかい packing の状態を示していることである。即ち、ローソン石が、緑簾石より高い岩圧及び水蒸気圧の下で形成されるであろうと思われることである。従つて、これら 2 つの鉱物の間の安定関係をしらべることは、変成作用の時の岩圧及び水蒸気圧をしらべる上に大切なことである。

前にのべたローソン石をもつた火山物質及びチャートの中では、緑簾石、ローソン石とが一枚り薄片の中で見られることが多い。しかし両鉱物の組織上の関係及び形などを鏡下で冷味すると、両鉱物が安定に共存すると考えられる場合はない。両者が一枚の薄片の中に見られる時は不規則な外形をもつ緑簾石をかこむようにして、きれいな短冊状の、又は放射状のローソン石が成長していることが多い。

逆に、稀ではあるが、緑簾石、絹雲母、緑泥石及び曹長石の集合が、不規則な形をしたローソン石をとりかこんでいたり、又、ローソン石の放射状結晶の仮像をそのまま残してローソン石を交代していたりすることもある。

第 2 図 ローソン石と緑簾石の安定関係



A-B: 関東山地東部の変成作用での P-T 関係

A-C: いわゆる“正規”広域変成作用での P-T 関係

ローソン石は、一般に緑泥石帯といわれている最も変成度のひくい所にのみ報告されている。頁岩源の変成岩に黒雲母ができる変成度以上の所からは知られていない。所が緑簾石は、頁岩源の変成岩に黒雲母のできているような地域でも緑色岩中に普通にみられ、緑簾石・角閃岩相の index mineral の一つにもされている。従つて、両鉱物の間の (OH) 量及び packing の差を考慮に入れて、第 2 図のような安定関係が考えられる。

関東山地東部のローソン石と

第 2 表
埼玉県比企郡越生町梅園のローソン石の指数

Index	Intensity	Angle 2θ for Observed	Cu radiation Calculated
002	42	13.52	13.52
110	42	18.26	18.26
111	18	19.49	19.49
200	6	20.32	20.30
201	24	21.41	21.41
202	42	24.49	24.47
113	27	27.45	27.45
020	42	30.60	30.59
021	12	31.36	31.36
114	78	32.96	32.96
022	54	33.58	33.57
204	100	34.17	34.18
310	24	34.35	34.34
220	60	36.97	36.98
023	60	37.04	37.01
312	24	37.07	37.05
221	15	37.63	37.63
115	18	39.01	39.03
222	30	39.52	39.54
205	24	40.10	40.09
313	9	40.22	40.23
400	12	41.24	41.23
006	18	41.33	41.33
223	75	42.56	42.56
403	9	46.38	46.39
206	12	46.44	46.45
131	18	48.36	48.36
404	30	50.11	50.11
225	15	51.25	51.25
420	30	52.20	52.20
026	24	52.31	52.28
117	24	52.38	52.36
207	18	53.20	53.20
405	12	54.61	54.61
316	15	54.78	54.78
134	21	55.90	55.90
008	30	56.12	56.13
423	24	56.59	56.59
512	30	56.62	56.62
226	30	56.64	56.65
330	15	56.81	56.81
118	42	59.54	59.54
406	36	59.80	59.80
135	21	60.11	60.10
040	24	63.70	63.68
600	15	63.82	63.82
425	12	63.90	63.90

緑簾石との間の関係は、鏡下で判定した結果では、上にのべた如く、必ずしも一方より他方への変化だけという一方向的な関係のみが見られるわけではない。第 2 図でみると、温度が一定であつても、岩圧及び水蒸気圧がたかまれば緑簾石はローソン石によつて交代されるであろうし、逆に岩圧及び水蒸気圧が一定であつた時、温度が上昇すればローソン石は緑簾石によつて交代されるであろう。又、両鉱物が安定に共存することはありうるが、文献でしらべてもそのような場合が非常に稀であるということは第 2 図のような安定関係が実際あることを示している。

ローソン石の鉱物学的

諸性質

分離：ローソン石をもつたチャートを粉碎したものからクレリシ液とアイソダイナミック電磁分離器を用いてローソン石を分離した。

X-線データ：フィリップス・ガイガー計数 X-線装置によつて得られたローソン石の X-線データは第 2 表に示されている。 2θ で 13° より 64° までの間の 57 のピークの指数が、 $a=8.75\text{\AA}$, $b=5.84\text{\AA}$, $c=13.09\text{\AA}$ によつてきめられた。 2θ の実測値と計算値との差は 0.03 以内である。その結果から、このローソン石が C_{2221} の対称をもつ

つことがわかる。単位格子の大きさは、かつて Wickman¹⁾ によつて与えられたものと

1) Wickman, F.E.: Arkiv foer Kemi, Min., och Geologi, **25A**, 1~7, 1947.

第3表 埼玉県比企郡越生町梅園のローソン石の化学成分 (第1表 IV より分離した)。(分析者: 関)

	I	II		
	Wt %	Mol. prop.	Atomicratios	
SiO ₂	38.81	6461	2.009	1.966
Al ₂ O ₃	32.02	3141	1.954	
Fe ₂ O ₃	0.21	13	0.008	
TiO ₂	0.12	14	0.004	
FeO	0.28	38	0.011	0.023
MnO	tr.	—	—	
MgO	0.16	39	0.012	
CaO	17.81	3176	0.988	
Na ₂ O	0.18	29	0.018	1.019
K ₂ O	0.21	22	0.013	
H ₂ O+	10.67	5927	1.844	1.844
H ₂ O—	0.36	—	—	
Total	100.83			

化学式: $(\text{Ca}_{0.988} \text{Na}_{0.018} \text{K}_{0.013}) (\text{Fe}''_{0.011} \text{Mg}_{0.012}) (\text{Al}_{1.354} \text{Fe}'''_{0.008} \text{Ti}_{0.004}) \text{Si}_{2.009} \text{O}_8 1.844 \text{H}_2\text{O}$

よく一致する。

化学成分: 分離されたローソン石の化学分析の結果は第3表 I に示されている。第3表 II は、O=8 として計算されたこのローソン石の原子比である。このローソン石が、 $\text{Ca Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ に大へん近い成分をもつことがわかる。

光学的性質: このローソン石の光学的諸性質は次の通りである。

$\alpha = 1.665 \pm 0.002$, $\beta = 1.675 \pm 0.002$, $\gamma = 1.686 \pm 0.002$, $\gamma - \alpha = 0.021 \pm 0.002$,

(-) $2V = 76^\circ \sim 87^\circ$ $r > v$, 多色性なし, 伸長負

比重: クレリン液を用いてきめられたこのローソン石の比重は 3.10 である。前述の格子恒数と化学成分 (第3表) より計算された比重の値は 3.09(4) である。二つの値はよく一致する。

ローソン石の地質学的, 岩石学的意義

第1図でみられるように、関東山地東部では、ローソン石は、結晶片岩プロパーではなく、その南方にあつて再結晶作用の程度及び片理のつよさなどで結晶片岩といわれる秩父古生層との中間的性質をもつ部分に、帯状に分布する。一方、結晶片岩には緑簾石が普遍的に認められる。この結晶片岩地域では頁岩源変成岩にも黒雲母はみられない。結晶片岩の再結晶の程度は南方にむかうほど一般によわる。このような結晶片岩は、中間的な部分 (そこにローソン石がある) を経て、いわゆる古生層に移化する。

いわゆる古生層地域から、結晶片岩地域の北部 (いわゆる点紋帯) までの間、温度はおそらく次第に高まつたらしい。即ち、再結晶作用の程度は温度のたかまりとほぼ平行したらしいことは、この地域の変成岩中の角閃石を吟味した結局十分に推定され得る (このことについては、別稿でのべる)。従つて、この間の、温度、岩圧及び水蒸気圧の変化

を第 2 図に入れると、第 2 図 A-B のようになると考えられる。結晶片岩プロパーの地域では、ローソン石の分布する地域でより、岩圧と水蒸気圧が低かつたのかもしれない。しかしそれを特に示すデータがないし、又、結晶片岩の中にはローソン石がなく緑簾石があるということは温度の差だけで十分に説明されうるので第 2 図の A-B-C のように表現した。

所で、はじめにのべたような、Scottish Highlands Dutchess County, Stavanger, Otago などの広域変成地域には、緑簾石はあるが、ローソン石がみられないのは何故だろうか。この疑問に対する答えとして、第 2 図から次のことが考えられる。即ちそのような地域では、ローソン石を産する広域変成地域でよりも、(すくなくとも低変成度の部分をくらべると) 岩圧、水蒸気圧が低かつた。即ち、それらの地域での温度勾配に対する岩圧、水蒸気圧の変化は第 2 図 A-C で表現されうるものであつたからではないかということである。この推測は、ローソン石にともなう角閃石が Calciferous なものでなく藍閃石-クロス石 (crossite) 系列のものであり、藍閃石-クロス石を産する広域変成地域にのみローソン石が見出されていることによつても強く支持されうる(藍閃石-リーベカイトの安定関係については都城秋穂氏によつて近くのべられるであろう)。

今までの岩石学教科書では、広域変成作用のページの大部分は、“正規広域変成作用”として、Scottish Highlands のような、ローソン石、藍閃石の産しない広域変成地域の説明にさかれている。反対に、ローソン石、藍閃石を産する変成地域については、“藍閃石片岩相”といった小さいタイトルの下にせいぜい 2, 3 ページ述べられているにすぎない。

広域変成地域とよばれるものは、大きく 2 つに分けられる。一つは、Scottish Highlands, Dutchess County におけるようなもので、その一番大きな特長の一つは、花崗岩質火成岩の活動が、変成作用そのものに密接に関連していることである。他の一つは花崗岩質な火成活動は全く又は殆んど伴わず、mafic ないし ultramafic な火成岩の貫入が変成作用に密接に関係しているもので、アペニン、コルシカ、カリフォルニア、西南日本外帯、カムイコタンなどでみられる広域変成地域が之にふくまれる。そして、この二つの、性質上対立する変成地域の中、前者は、いわゆる正規広域変成地域又はそれに近い地域で、ローソン石の見出されるのは後者においてのみである。

“いわゆる正規広域変成地域”又はそれに近い性格の変成域にくらべて、ローソン石や藍閃石を産し、花崗岩質な火成活動を伴わない変成域が無視しうるほどにしか分布していないかということ、決してそのようなことはない。たとえば日本における西南日本外帯及びカムイコタンの各変成帯の位置を考えるとこのことはよく判る。

それでは、何故、今まで、広域変成作用に関する、前にのべたような偏よつた取扱いがされたのか。

いわゆる正規広域変成地域の研究しやすい環境に、たまたま有能な研究者がいたために、その種の変成域の研究が大きな収穫となつて結ばれたとも考えられる。しかし、それ以上に重要な原因としては、花崗岩質火成活動に伴なわれた広域変成地域を研究する場合、(1) 変成岩中の鉱物又はその組合せによる分帯が容易であること、(2) 変成度を考える場合、温度条件の変化を主として考慮する、即ち岩圧及び水蒸気圧の変化を温度変化ほどに重要性をもたせなくとも実際上のさしさわりがあまりなかつた。その結果、

非常にきれいな形で、鉍物帯又は鉍物相の設定及び理論化が行なわれ、且つ変成作用のプロセスの巧みな追跡がされ得たのであろう。

ローソン石や藍閃石を産する変成地域については、いわゆる 正規広域変成地域又はそれに類した地域でされたような変成度による分帯は、未だかつてされたことがない。岩石片の記載に近いものか、又は、地質構造の研究のみである。この種の広域変成帯では、変成度の概念の中で、岩圧、水蒸気圧が温度と同じ位の重要性を占めており、又、その変成度の変化をよく反影した鉍物又はその組合せが十分に発達していないか、もしくは、その識別が困難であつたからであろう。

従つて、「正規広域変成作用」という言葉も、又、我々の日頃親しんでいる岩石学教科書の内容も、変成岩研究史のありのままを反影している点では注目すべきだろうが、自然界の事実を正しく表わしているとはいえない。

変成作用の研究という分野での今後開拓すべきものの一つとして、西南日本外帯でみられるような型の広域変成岩地域の変成岩理論の展開ということがあげられよう。都城¹⁾がすでにのべたように、教科書に記してある広域変成作用の変成相系列をそのままこの種の広域変成域にあてはめることはできないであろう。しかし、筆者は、おそらく次の手筈によつて、この種の変成域の変成度による分帯は可能であると思う。

1) Pelitic schist 中の鉍物群、たとえば緑泥石、黒雲母、ザクロ石、藍晶石などの吟味(但し、黒雲母が出たからといつてすぐに、いわゆる黒雲母帯に対比することはできないだろう²⁾)

2) 緑簾石、パンベリー石、ローソン石という、(OH)の量を除いては、化学成分がよく似た鉍物群の相互関係及び分布の吟味

3) 角閃石族の吟味

これらの三つの中、2) 及び 3) を用いて行つた、関東山地東部の広域変成岩の岩石学的研究の結果は稿をあらためて報告する。

謝 辞

この研究に際しては、東京大学久野久、都城秋穂、山崎正男、秋田大学の加納博の各氏から助言と助力をいただいた。又、東京大学地質学教室岩石学関係の多くの人による、室内、野外での討論は大へん役に立つた。化学分析にあつては、埼玉大学地学教室の横山重夫、小鷹滋郎の諸氏の助力が得られた。以上の各氏に厚く感謝する次第である。更に、絶えずはげまして下さつた埼玉大学遠藤隆次教授に深く感謝したい。

1) 都城秋穂：科学，26，419，1956.

2) 都城秋穂：前出，1956.

北九州田川変成岩帯南部の地質及び岩石*

Petrography of the southern part of the Takawa metamorphic zone, North Kyūshū

村上 允 英 (Nobuhide Murakami)**

藤 本 重 美 (Shigemi Fujimoto)***

Abstract: The Takawa metamorphic zone is composed mainly of biotite-schists with sheet-like amphibolites, and intruded by several types of granitic rocks. Notwithstanding the feeble metamorphism by the Ochiai granodiorite and Masaki granite, the thermal effect by the Irawara granodiorite is very characteristic as shown by the formation of gneissose hornfels bearing andalusite and sillimanite, and amphibole-gneisses.

From its metamorphic behaviour above mentioned and other characters on metasomatic effect and contamination of basic rocks (meta-diabases and meta-gabbros), it is considered that the Irawara granodiorite may be correlated with the Ryōke granitic rocks of the earlier-Mesozoic.

ま え が き

田川変成帯は略 NE-SW に連る北・中・南の 3 帯に分たれるが、それ等の間には花崗岩類が広く分布し相互の関係は全く不明である。又花崗岩類には斑岩質のものから花崗閃緑岩・花崗岩にわたる種々の岩型があり、それ等の関係も極めて複雑で、幾つかの興味ある問題が残されている。筆者は以前よりこの地域南部の研究に従事し成果の一部は既に発表¹⁾したが、今度は其後に得られた新しい事実、特に伊良原花崗閃緑岩体の性質と時代について要点を記す事とする。

地 質 概 説

この地域の基盤は田川変成岩類及びこれを貫く花崗岩類で、北西部には筑豊炭田南端を構成する古第三紀層と更にこれを覆う阿蘇火山灰が分布する。一方南部より東部にかけては広く凝灰角礫岩²⁾があり、更にその南には英彦山一犬ヶ岳を構成する安山岩類が覆っている。凝灰角礫岩の基底の高度は津野域で 500m 前後であるが東部に行くにつれ次第に低くなり、上城井以东では基盤岩の露出は全く見られなくなる。

花崗岩類には朝倉花崗閃緑岩・伊良原花崗閃緑岩・落合花崗閃緑岩・真崎花崗岩・細粒黒雲母花崗岩・複雲母花崗岩等がある。これ等相互の関係を見ると花崗閃緑岩類は全て真

* 1956 年 12 月 日本地質学会西日本支部例会に於て発表。

** 山口大学文学部地学教室

*** 広島県大崎高等学校下島分校

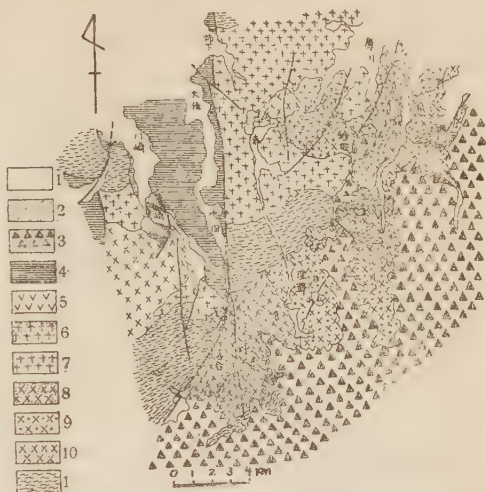
1) 村上允英：九州鉱床学会誌，18，63～71，1948。

2) 主として安山岩時に花崗岩礫を含み、伊良原地区ではその下部に凝灰質砂岩・頁岩を挟み、亜炭の採掘された事がある。時代は略々中新世-鮮新世と考えられる。

輝花崗岩に貫かれ、更に細粒花崗岩・複雲母花崗岩に貫かれる。又朝倉花崗閃緑岩は伊良原花崗閃緑岩中に捕獲されている様で、落合花崗閃緑岩は直接関係は不明であるが、その変成様式や混成機構等の比較により伊良原花崗閃緑岩より後期のものであろうと考えられる。以上の花崗岩類の性質を以下簡単に記す。それ等の構成鉱物量比は第2図に示す通りである。

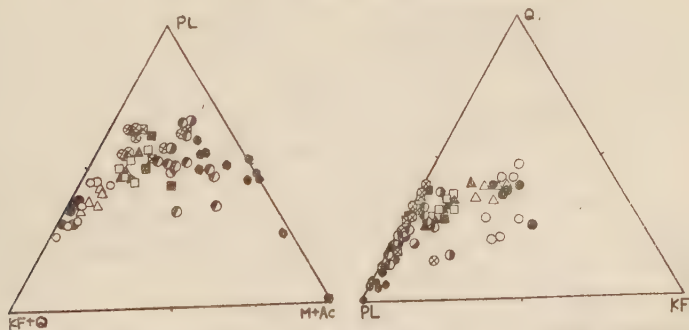
朝倉花崗閃緑岩は真崎南部と油須原地区¹⁾に分布し、更に東部節丸地区にも小さい露出が見られる。真崎地区のものと油須原地区のものとは幾分岩質を異にし、前者の組織が塩基性花崗閃緑岩質であるのに対し後者ではトータル岩質である。又前者は一般に塊状で捕獲岩の少いの

第 1 図 田川変成岩帯内部地質略図



1. 沖積層；2. 阿蘇火山灰；3. 凝灰角礫岩及安山岩類；4. 古第三紀層；5. 複雲母花崗岩；6. 細粒花崗岩；7. 真崎花崗岩；8. 落合花崗閃緑岩；9. 伊良原花崗閃緑岩；10. 朝倉花崗閃緑岩；11. 田川変成岩類。

第 2 図 花崗岩類の組成鉱物量比



- 変輝緑岩及変斑岩；○ 朝倉花崗閃緑岩；▲ 伊良原花崗閃緑岩；■ 同トータル岩質混成岩；⊗ 細粒トロニウム岩；⊠ 細粒塩基性トロニウム岩脈；□ 落合花崗閃緑岩；○ 真崎花崗岩；△ 細粒黒雲母花崗岩；● 複雲母花崗岩
PL. 斜長石；KF. カリ長石；Q. 石英；M. 有色鉱物；Ac. 従属鉱物

1) 以前村上允英(九州鉱山学会誌, 前出)・松本達郎(九大理研究報告, 3, 1~57, 1951)はこの地区の岩体を糸島花崗閃緑岩に対比した。然しその分布上の位置・構成鉱物量比・含有鉱物の性質等から朝倉花崗閃緑岩に対比する方が正しいと考えるに至つた。

に、後者では屢々流状構造があり塩基性捕獲岩も時に多く含まれる。成分鉱物は斜長石・石英・角閃石・黒雲母の外少量のカリ長石を伴う。角閃石・黒雲母には屢々著しい篩状組織を示す事が多く、石英・斜長石にも同様の性質のものがある。角閃石は帯青緑色で $2V_{\alpha}=57^{\circ}\sim 65^{\circ}$ 、その中心部に屢々普通輝石 ($2V_{\gamma}=56^{\circ}\sim 58^{\circ}$) を含む。輝石との境は淡緑色となり、輝石を含まない場合にも往々その中心部に見られる。 $2V_{\alpha}=70^{\circ}\sim 74^{\circ}$ 斜長石には大型半自形のものとは小型粒状のものとあり、前者は $An_{25}\sim 60$ 、後者は $An_{20}\sim 30$ である。油須原域のものには鉱物の波動消光・双晶片の屈曲等が屢々認められる。

落合花崗閃緑岩は南西部落合域にある中粒塊状の花崗閃緑岩で、斜長石 ($An_{25}\sim 50$)・石英・カリ長石・黒雲母の外少量の角閃石 ($2V_{\alpha}=56^{\circ}\sim 62^{\circ}$) を含み、その組成は伊良原花崗閃緑岩に極めて良く似ている。但し塩基性捕獲岩は極めて少く、又田川変成岩に対する熱変質も極めて弱い。

真崎花崗岩¹⁾は北部に広い粗粒の黒雲母花崗岩で、花崗閃緑岩体との接触部を除き捕獲岩は極めて少い。ペグマタイトを多く伴い、この中には種々の稀有元素鉱物を含んでいる。石英・カリ長石量多く、斜長石は酸性 ($An_{15}\sim 40$) で、又塩基性岩との混成部を除き有色鉱物少く角閃石を含まない。カリ長石にはパーサイト構造が発達する。

細粒黒雲母花崗岩は東部に広く、真崎花崗岩の継続侵入体と考えられる。鏡下では半花崗岩質粒状他形組織を示し、斜長石は $An_{15}\sim 35$ 。有色鉱物は少く時に白雲母を含む。捕獲岩も極めて少い。

襖雲母花崗岩は東部の田川変成岩に接して分布する小岩体で、一部は真崎花崗岩を貫く。半花崗岩質粒状他形組織を示し、破碎構造の見られる事がある。斜長石は $An_{20}\sim 30$ で有色鉱物には黒雲母・白雲母の外屢々赤褐色の鉄柞石榴石を含む。その一部はペグマタイト質になる事もある。

田川変成岩類

中帯・南帯を構成する岩石は大部分粘土質起源の黒雲母片岩で、これに小い岩床状の角閃岩が屢々伴われ、砂質岩は殆んど見られない。片理面は中帯では $N50^{\circ}\sim 90^{\circ}E$ 、走向で $NW\sim N$ に急傾斜しているが、南帯では走向は同じでも傾斜は $SE\sim S$ 方向である。又片理面上の corrugation に依て示される線構造の落しの方向は、中帯では $W\sim SW$ であるが南帯では $E\sim SE$ である (第3図)。以上の事実より中帯と南帯とは脊斜状連続体であつた可能性が考えられる。変成岩類の岩質は変成度の強弱により次の2地域に分けて説明する。

第3図

田川変成岩類の線構造



20-15-10-5-2-0%

実線は中帯, 点線は南帯

1. 津野以西

黒雲母片岩: 黒白の細い縞の発達した岩石である。鏡下では石英・斜長石 (灰曹長石)・黒雲母のモザイク状集合体より成り、その他細い石墨・緑泥石・絹雲母片が多く含まれている。石英には粒状のもの、外に再結晶し

1) 21 万分ノ1 福岡県地質図 (1953) ではこれを糸島型に対比しているが、変成様式も岩質も全く異り、恐らくその時代ももつと後期のものであろう。

ない角張つた細片があり、緑泥石や絹雲母等を伴っている。黒雲母は赤褐色で屢々白雲母がこれを交代し或いは横切つて成長している。この様に一般に低度乍らホルンフェルス化をうけていると認められるが、花崗岩体に近接する所ではこの他榴柘石・紅柱石等が局部的に生じている。

角閃岩： 緑色角閃石 ($2V_{\alpha}=73^{\circ}\sim 80^{\circ}$)・斜長石 ($\Delta n_{35}\sim 60$) を主成分とする暗緑色の岩石で、これに片理に並行或いは横切つて透輝石 ($2V_{\gamma}=53^{\circ}\sim 59^{\circ}$)・斜長石より成る淡緑色脈状部が伴われる。又時に透輝石脈状部の中央に赤褐色の榴柘石を主とする帯が存在する。粒度は一薄片内でも屢々変化する。

2. 津野以東

ホルンフェルス化の著しい為、片理・線構造共に不鮮明となつてゆく。特に冷畑以東では著しく、変成岩の分布も花崗岩の侵入により寸断されている。

黒雲母片岩： 黒白の縞が著しく粗くなると共に石英の分結脈も多くなり、伊良原以東では片麻岩状外觀を呈するに至る。粒度は著しく大となり、例えば石英について見ると津野以西で $0.02\sim 1.5\text{mm}$ 位のものが最大 3mm にもなり 0.1mm 以下のものは少くなる。鏡下では完全なモザイク状組織となり、石墨・絹雲母・緑泥石等は多く消失する。又伊良原以西では新しい鉱物の生成は見られないが、城井東部では斑状の紅柱石・これを交代する珪線石・カリ長石等が含まれる。珪線石は細い針状晶で、集合体を成して並行排列しているが、毛状のものは見られない。殆んど紅柱石に伴い共に他の鉱物を交代している。カリ長石は微パーサイト構造があり不規則な分布をしている。又白雲母は東部程大きく、かつ量を増す。

角閃岩： 構成鉱物の組み合わせには変化ないが粒度が著しく大となり、斜長石で $1.5\times 2.5\text{mm}$ 、角閃石で $0.5\times 1.5\text{mm}$ 、輝石では $1.5\times 2.5\text{mm}$ もの大きさに成長するものがある。かゝる大きい斜長石には $An_{25}\sim 30$ の周縁部を有する弱い渠帯構造が生じ、角閃石の性質も多少異つてくる ($2V_{\alpha}=68^{\circ}\sim 73^{\circ}$)。又岩石には斜長石を主とする白色部と角閃石及び時に輝石を主とする黒色部とが脈状に分結する様になり、著しい場合には縞状片麻状岩に変わる。この岩石には石英の分結脈をも伴っている。角閃石は初期は卓状の晶癖であるが、斑状に大きくなるにつれ篩状組織が生じ、片麻状岩では特に著しい。又片麻状岩では斜長石・輝石・チタン石等にも篩状のものが屢々見られる。これ等に類似のものは杉健¹⁾により背振山地より報告されている。

以上の様に津野以東における変成岩の変成様式は小島丈児²⁾や松本達郎³⁾も述べている様に白雲母花崗岩による変成様式とは可成り異り、寧ろ領家花崗岩や糸島花崗閃緑岩によるものに似ている。

伊良原花崗閃緑岩

上述の様に田川変成岩類は津野以東に於て他地域とは異なる著しい熱変成をうけている。これはこの地域に分布する伊良原花崗閃緑岩によるものである。

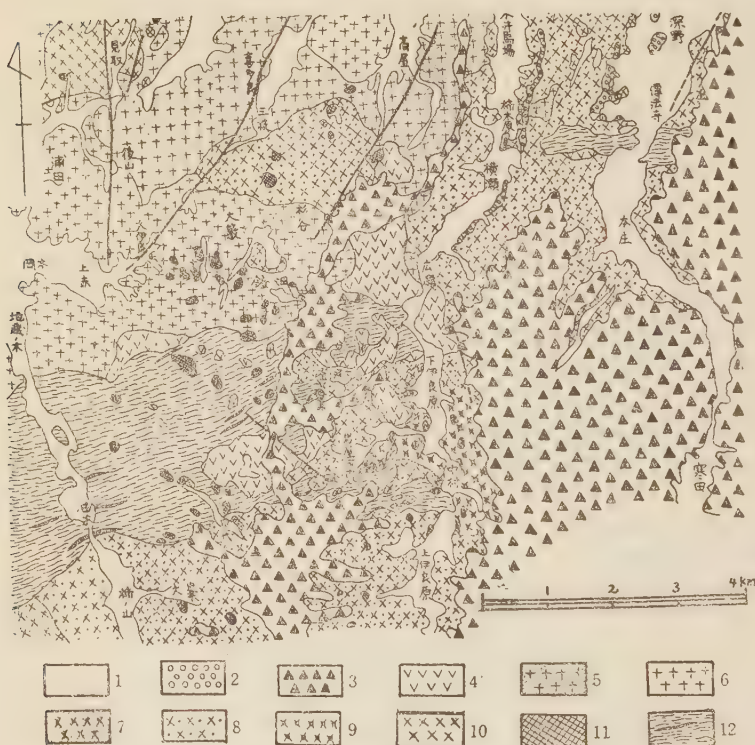
伊良原花崗閃緑岩は中一粗粒の塊状岩で流状構造は一般に殆んど認められない。然しそ

1) 杉健一：九大理研究報告，3, 13~20, 1951.

2) Kojima, G.; Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C, 1, 1~5, 1954.

3) 松本達郎：前出，1951.

第4図 伊良原地域地質図



1. 沖積層; 2. 洪積層; 3. 凝灰角礫岩; 4. 複雲母花崗岩; 5. 細粒黒雲母花崗岩; 6. 真崎花崗岩; 7. 落合花崗閃緑岩; 8. 伊良原花崗閃緑岩; 9. トーナル岩質部; 10. 朝倉花崗閃緑岩; 11. 変輝緑岩及変斑閃岩類; 12. 田川変成岩類 (黒雲母片岩及角閃岩)

の末端では変成岩中に屢々侵入し、しかも変成岩体との接触面は sub-concordant である。優黒色岩脈は全く見られず、又ベグマタイト中には鉄鋳柘榴石を含む事が多い。構成鉱物は斜長石 ($An_{25} \sim 50$)・カリ長石 (微斜長石)・石英・黒雲母及び少量の角閃石 ($Z = \text{黄緑}, 21^\circ \alpha = 60^\circ \sim 72^\circ$) より成り、又褐簾石・チタン石・褐簾石-緑簾石¹⁾等が屢々含まれる。スミルメカイト及構成鉱物の波動消光・斜長石双晶片の屈曲等が普遍的に認められる。以上の他此岩体には次の様な特性が認められる。

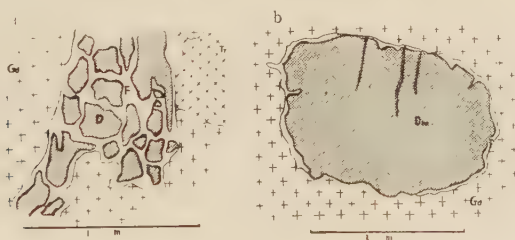
1) 褐簾石を緑簾石が緑取るもので、富田達 (地質学会西日本支部会報 7, 5~6, 1951.) は基性岩が花崗岩漿による混成をうける際の混成反応の解放鉱物と述べている。当域では後述のトロニウム岩・混成トーナル岩中に普遍的に含まれる。

1. 所謂変輝緑岩・変斑輝岩・コートランダイト等の塩基性捕獲岩が著しく多い。これらの岩体には N40°~60°EN 走向・W40°~60° 傾斜の流理面が屢々認められる。

変輝緑岩・変斑輝岩：岩脈状のものから塊状のもの迄あり、変成岩中にも分布する。種々の程度の花崗岩化をうけ組成鉱物量比にも可成りの幅がある（第2図参照）。一般に流状構造の弱いもの程粗粒になり所謂 meta-blastic rock¹⁾ が多く生じている。これは極めて粗粒で発達の初期には小脈状かプール状をしているが、時には可成り大きい粗粒斑輝岩質岩になる事もある。この粗粒部中の斜長石は細粒部に比し酸性で黒雲母を多く生じている事もあるが、余り変化のない事もある。然し角閃石は細粒部 ($2\Gamma_{\alpha}=61^{\circ}\sim 80^{\circ}$) に比し稍々 2Γ が小さく ($2\Gamma_{\alpha}=59^{\circ}\sim 63^{\circ}$) なる傾向がある。粗粒斑輝岩にはこの様なもの、外に輝石の内核を含む角閃石 ($2\Gamma_{\alpha}=72^{\circ}\sim 78^{\circ}$) と塩基性斜長石 ($An5^{\circ}\sim 90$) より成るものもある。

コートランダイト：鉾畑南部にのみ見られるもので、殆んど角閃石のみより成り斜長石は極めて少い。角閃石は $Z=$ 黄褐, $2\Gamma_{\alpha}=73^{\circ}\sim 78^{\circ}$ で粒状の鉾蛇石 ($2\Gamma_{\gamma}=85^{\circ}\sim 89^{\circ}$) と輝石 ($2V_{\gamma}=53^{\circ}\sim 58^{\circ}$) を含む。

第 5 図 細粒トロニウム岩の産状



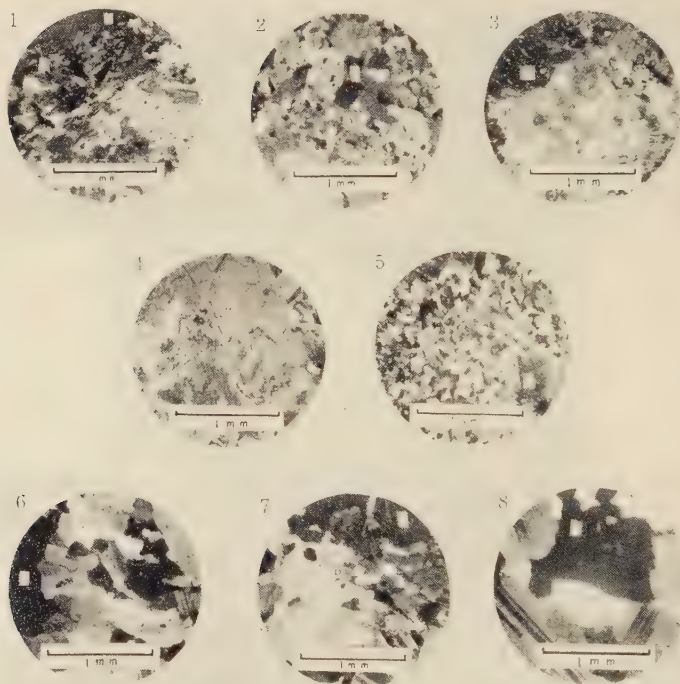
D. 塩基性捕獲岩; F. 細粒トロニウム岩; Gd. 伊良原花崗閃緑岩;
Tr. 細粒塩基性トロニウム岩脈; Ap. 半花崗岩脈。

2. 上記塩基性岩の混成化が著しい、その最も良い例は伊良原地域である。この地域は塩基性岩の最も多い所で、混成岩は花崗閃緑岩に漸移する不規則な分布を成し、点在する所もある。その組成鉱物量比の変化は可成り著しく塩基性花崗閃緑岩からトータル岩にわたる。大きい 1cm 以上もの角閃石 ($2V_{\alpha}=52^{\circ}\sim 68^{\circ}$)・斜長石 ($An25\sim 50$ で塩基性核を含む) の斑状変晶を含むのが特徴で、この中には斜長石・石英・黒雲母等の粒状品を多く含んでいる。恐らく混成に伴い交代的に成長したものであろう。又斜長石には塩基性 ($An40\sim 75$) の粒状品が他の鉱物中に含有され、略々同成分の内核が酸性 ($An25\sim 35$) で比較的均質の周縁部と明瞭な境で接している事もある。チタン石・褐簾石・褐簾石・緑簾石等が良く含まれる。以上の斜長石の性質、岩体の不均一性・産状其他から、この岩体の生成には分化作用より塩基性岩の花崗閃緑岩漿による混成化を考えるのが良いと思う。この混成化は現位置でなくより深處で行われたものであろう。類似の現象は阿武隈²⁾・

1) 日高・阿武隈・領家等の変成帯の塩基性岩に普遍的に認められる。

2) 牛来正夫：東文理大研究報告 1, 32~40, 1944.

第 6 図



1. 含珪線石・紅柱石片状ホルンフェルス, 2. 角閃片麻岩, 3. 角閃岩中の粗粒部, 4. コートラングナイト, 5. 変輝緑岩, 6. 細粒トロニウム岩, 7. 斑状トーナル岩, 8. 伊良原花崗閃緑岩。(pr. 輝石, h. 角閃石, b. 黒雲母, p. 斜長石, k. カリ長石, q. 石英, a. 紅柱石, s. 珪線石)

北上¹⁾等で報告されている。なおこの地域には以上の外細粒の塩基性トロニウム岩脈の分布がある、これは上記混成岩を貫く小脈或いは不規則な貫入体であるが急冷周縁相は殆んど見られない。その組織・含有鉱物の性質等は後述の粗粒塩基性岩に伴われる脈状トロニウム岩に可成り似ていて、恐らく成因的に密接な関係があると思われるが、この問題については他の機会に検討する事とする。

3. 以上の外混成帯では塩基性捕獲岩と花崗岩との間に細粒のトロニウム岩質脈状岩が屢々生じている(第5図)。これに類似のものは天竜峡域²⁾・阿武隈³⁾・飛騨⁴⁾等で報告されている。この岩石は鏡下で明らかな再結晶組織をなし、斜長石に塩基性内核のある事と褐

- 1) 鈴木淑夫：地質, **58**, 1~16, 1952. 鈴木淑夫：地質, **60**, 349~355, 1954. 高津光夫：岩鉱, **39**, 30~42, 1955.
- 2) 小出博：東大農学部演習林報告, **30**, 1942.
- 3) 牛来正夫：地質, **54**, 636, 1948.
- 4) 春日井昭, 山田敬一, 青木斌：地質, **62**, 250~260, 1956.

簾石—緑簾石の普遍的に生ずる特徴がある。一般に伴う捕獲岩の変成度に応じてトロニエム岩の組成も変化し、前者が粗粒で meta-blastic rock の多くなる程後者も粗粒でかつ優黒質・塩基性となる傾向がある。

以上の点から見て伊良原花崗閃緑岩は他の白堊紀花崗岩とは可成り異つた性質を有している事が分る。田川変成帯には従来領家や糸島花崗岩に対比される様な花崗岩の存在は知られていなかった。然る上述の伊良原花崗閃緑岩の性質よりこの地域にも中生代初期の深成活動の行われた事が略々確定となつた。なお富田教授によれば含有ジルコンの色は領家花崗岩に対比されるとの事である。

ま と め

1. 田川変成帯は黒雲母片岩と小い岩床状角閃岩より成る。その構造は中帯と南帯とで著しく異り両者は背斜状連続体であつた可能性が考えられる。

2. 変成帯には朝倉花崗閃緑岩・伊良原花崗閃緑岩・落合花崗閃緑岩・真崎花崗岩・細粒黒雲母花崗岩・複雲母花崗岩等が伴われる。

3. 其変成は伊良原花崗閃緑岩によるものを除き、他は何れも軽微である。

4. 伊良原花崗閃緑岩による熱変成は著しく、甚しい場合は黒雲母片岩は紅柱石・珪線石を含む片状ホルンフェルスに、角閃岩は角閃片麻岩に変化している。

5. 伊良原花崗閃緑岩は白堊紀花崗岩には見られない特性を有していて、領家花崗岩に対比されるものと思われる。

おわりに当り、研究の始めから種々御指導・御鞭撻をいただいた九州大学富田達教授・松本達朗教授・種子田定勝助教授・唐木田芳文学士に厚く御礼申し上げる。

岩手県野田玉川鉾山産ハウスマン鉾の化学成分

Chemical composition of hausmannite from Nodatamagawa mine, Iwate Prefecture.

大 森 啓 一 (Keiichi Omori)*

長谷川 修 三 (Shuzo Hasegawa)*

岩手県野田玉川鉾山より多数の興味ある鉾物が産出する事は既に多くの人々によつて報告された¹⁾。筆者等は同鉾山産のハウスマン鉾を主成分とする鉾石からハウスマン鉾を分離して化学分析を行つたので、これ等共生鉾物の簡単な記載と共にこの結果を報告する。ハウスマン鉾は薄片又は研磨片の顕微鏡観察で、他の類似鉾物から容易に識別出来るので、近年多くの満庵鉾山からその産出が報ぜられているものの、化学分析を行つた例は少い²⁾。

* 東北大学理学部岩鉾教室

1) 渡辺武男：鉾山地質，7，87～97，1957。渡辺武男，木村守弘：鉾山地質，4，46，1954。吉村豊文：日本のマンガングル，104～106，114，1952。佐藤明，福田皎二，和田利雄：鉾山地質，7，13～21，98～103，1957。

2) 白水晴雄：地質，55，77～83，1949。大森啓一，長谷川修三，大友淳：岩鉾，36，65～72，1952。

本鉱石は肉眼的には黒色緻密の粒状結晶の集合塊である。ハウスマン鉱は劈開面の反射による黒色亜金属光沢が著しい。共生鉱物として白色ないし灰白色のテフロ石、菱マンガン鉱が僅かに見られ、又ルーペ、双眼顕微鏡下に硝子状光沢を示す緑色粒状の緑マンガン鉱が少量認められた。

この薄片を顕微鏡下で観察すると(第1図)ハウスマン鉱は径1~2mmの不規則粒状集合をなし、劈開が発達し、濃赤褐色を呈し、多色性は極めて弱く、交叉ニコル間では複屈折が認められ、特有な集片双晶をなすものもある。緑マンガン鉱は径1~2mmの半自形粒状をなして散在し、劈開が顕著で、緑色透明等方性である。テフロ石は0.5mm、以下の小さな球状をなして存在し、之等の鉱物をハウスマン鉱が包有し、菱マンガン鉱はハウスマン鉱の結晶粒間に存在する。

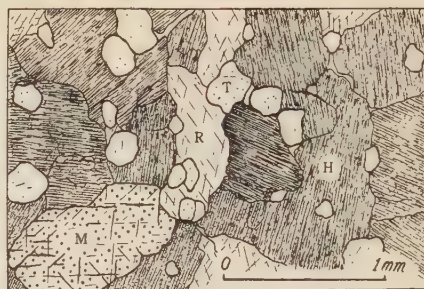
本鉱石を粉碎して略0.2~0.5mmの粒度のものに篩別した後、水洗淘汰を行つて大部分のテフロ石、菱マンガン鉱等を除去し、次いで双眼顕微鏡下でハウスマン鉱の純粋と思われる部分のみを約1.5g選別し、比重瓶で比重の測定を行つてから化学分析に供した。比重瓶で測定した比重は $G_{4}^{20'} = 5.805$ であつた。

試料0.5gを蒸発皿にとり、HCl 10ccと H_2O_2 一滴を用いて完全に溶解した後、蒸発乾涸し不溶物を濾過した。MnとFe、Alの分離は塩基性醋酸塩法により、MnとMg、Caの分離は臭素法に従つた。又Oの定量は修酸ソーダ法を用いた。

化学分析の結果を第1表(1)に示す。このうち SiO_2 はテフロ石に、又 CO_2 は菱マンガン鉱に由来するものとして、これ等に相当する MnO 、 CaO を除き、又 Al_2O_3 、 TiO_2 は少量なので之を除外し、残りの成分の原子比を求め(第1表(2))、これよりハウスマン鉱の化学式を算出すると $(Mn_{2.99} Fe_{0.02} Mg_{0.03})_{3.04} O_{4.00}$ となり、理論式 Mn_3O_4 によく一致している。

本鉱物の採集に当つて、便宜を与えられた野田玉川鉱山藤本和伸所長並びに中島善正、福田蛟二氏に謝意を表する。尚本研究の一部には文部省科学研究費が用いられた。

第1図 鉱石の顕微鏡スケッチ



ハウスマン鉱(H)、緑マンガン鉱(M)、テフロ石(T)及び菱マンガン鉱(R)の共生

第1表 ハウスマン鉱の化学成分

	(1)	(2)
	Wt %	Atom. prop
MnO	90.87	Mn 1256
O	6.32	
MgO	0.47	Mg 12
CaO	0.18	Ca -
Fe ₂ O ₃	0.74	Fe 9
Al ₂ O ₃	0.05	Al -
SiO ₂	0.56	Si -
TiO ₂	0.02	Ti -
CO ₂	0.31	C -
H ₂ O(+)	0.14	O 1677
H ₂ O(-)	0.13	
ZnO	none	
BaO	none	
Total	99.79	
$G_{4}^{20'}$	5.805	

鉱物学及び結晶学

8057, 纖維亞鉛鉱-硫カドミウム系

Hurlbut, C. S. Jr.

南濠州 Tsumeb 産の本系の中間成分をもつ三個の試料について、化学成分と物理性との関係を求めた。その結果 wurtzite-greenockite 系に於いて、比重、屈折率、格子恒数等は CdS の増すにすれ直線的に増加することが判つた。試料の成分は Cd:Zn 比が (1) 41.5:58.4, (2) 54.2:45.8, (3) 57.6:42.4 の三種で、色は夫々緑、褐、橙色を呈している。尚、紫外線に対する螢光は CdS が増すと青色から赤色に向つて変化する。(Am. Min., 42, 184~190, 1957) [長谷川]

8058, ブラジル産蒼鉛タンタル石

Hurlbut, C. S. Jr.

蒼鉛タンタル石 $\text{Bi}(\text{Ta}, \text{Nb})\text{O}_4$ は 1929 年アフリカの南西ウガンダのペグマタイトから産したものが唯一のものであつたが、北西ブラジルの Acari の砂鉱中に新に見出された。このブラジル産のものは径 2 インチ程度の円礫状をなし、褐色で比重は 8.84 である。 $\alpha=2.388$, $\beta=2.403$, $\gamma=2.428$ (Li 光), $2V=80^\circ$, $X=a$, $Y=b$. 化学成分: Bi_2O_3 48.98, Sb_2O_3 1.76, Ta_2O_5 46.45, Nb_2O_5 1.26, Fe_2O_3 0.94, SiO_2 0.16, ZnO 0.38, MnO 0.11, Ig. loss 0.62, 計 100.66. 格子恒数: $a_0=4.97\text{\AA}$, $b_0=11.80$, $c_0=5.66$. (Am. Min., 42, 176~183, 1957) [長谷川]

8059, Montana W. Wilson 鉱山の二次ウラン鉱物 Emerson, D. O., Wright, H. D.

石英モンソニ岩中の石英脈中に少量の

黄鉄鉱, 方鉛鉱, 閃亜鉛鉱, 硫砒鉄鉱等と共に, 初生的閃ウラン鉱が含まれ, 地表に近い部分では, 地表水によつて生成された多くの二次ウラン鉱物を産する。

Meta-torbernite 族の鉱物としては, meta-autinite ($\text{Ca-uranylphosphate}$), meta-uranocircite (Ba-), meta-torbernite (Cu-), meta-zeunerite (Cu-uranylarsenate) 等があり, その他粉状鉱物として uranophane, β -uranophane $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{SiO}_3)_2(\text{OH})_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, phosphouranylite $\text{Ca}(\text{UO}_2)_4(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, 不明鉱物 X (含水珪酸塩) 及び gummite 等を産する。之等の鉱物について詳細な鉱物学的記載を行つてゐる。分光分析の結果, meta-torbernite-meta-zeunerite 間で isomorphous 置換が行われ, torbernite 族鉱物を産しないで, meta-torbernite 族鉱物を産するものは, 生成温度が低かつたためと思われる。(Am. Min., 42, 222~239, 1957) [長谷川]

8060, 炭酸鉛の熱分解 Peretti, E. A.

粉末の試薬 PbCO_3 を, CO_2 気圧の調整出従る電気炉で加熱しその熱分解を検討した。その結果, 次の三段階の分解がみられ, 1 気圧 CO_2 の下で (1) の反応は 263° , (2) 389° , (3) 438°C の温度で行われる。(1) $2\text{PbCO}_3 = \text{PbO} \cdot \text{PbCO}_3 + \text{CO}_2$, (2) $3(\text{PbO} \cdot \text{PbCO}_3) = 2(2\text{PbO} \cdot \text{PbCO}_3) + \text{CO}_2$, (3) $2\text{PbO} \cdot \text{PbCO}_3 = 3\text{PbO} + \text{CO}_2$. 各反応に於いて $1/T$ (絶対温度) と $\log p$ の関係を求めると, 両者は直線的の関係にある。(Am. Cer. Soc., 40, 171~173, 1957) [長谷川]

8061, 新鉱物 kingite Norrish, K., Rodgers, L. E. R., Shapter, R. E.

南濠州 Robertstown の磷酸塩鉱床中

に nodule として産した、軟い白色粉状の鉱物は Al の含水磷酸塩で新鉱物と決定され、同国鉱山局の地質学者 D. King 氏に因んで kingite と名付けられた。Kingite の比重は 2.2~2.3, 平均屈折率は, 1.514 である。化学分析の結果は Al_2O_3 32.25, P_2O_5 28.93, FeO 0.85, H_2O 38.32 計 100.35% で, 化学式は $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Al}(\text{OH})_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ に相当する。154°~163°C で一部脱水し, meta-kingite ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Al}(\text{OH})_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) となる。X線粉末写真では 7.4, 5.02, 3.19 Å の所に強い線が現われる。(Min. Mag., 31, 351~357, 1957) [長谷川] 8062, Broken Hill 鉱山産 pyrosmalite Stillwell, F. L., McAndrew, J.

濠州 New South Waes 州 Brocken Hill の珪酸満飽鉄に富む鉄脈中に, その量は少いが普遍的に pyrosmalite が存在する。淡褐色を呈し, 径 3cm, 厚さ 1.5cm に達する自形の六角板状結晶をも産する。2 個の試料の化学分析の結果から, 夫々の化学式は $(\text{Fe}_{0.55} \text{Mn}_{0.40} \text{Zn}_{0.02} \text{Ca}_{0.02})_8 \text{Si}_6 \text{O}_{15} (\text{OH}, \text{Cl})_{10}$ 及び $(\text{Mn}_{0.62} \text{Fe}_{0.32} \text{Zn}_{0.03} \text{Ca}_{0.03})_8 \text{Si}_6 \text{O}_{15} (\text{OH}, \text{Cl})_{10} \cdot 1\text{H}_2\text{O}$ であらわされ, 前者の Mn:Fe は 2:3 で $\omega=1.570$, $\epsilon=1.639$ である。後者の Mn:Fe は 2:1 で $\omega=1.664$, $\epsilon=1.634$ である。一般に Mn 及び H_2O が増加すると屈折率及び格子恒数は減少する。この pyrosmalite は方鉛鉱に伴つて産することが多く rhodonite, knebelite, bustamite, man-gan-hedenbergite 等の含鉄珪酸満飽鉄物が水和作用と塩素の導入を受けて生成されたものである。(Min. Mag., 31, 371~380, 1957) [長谷川]

8063, 紀伊半島の領家変成岩中の斜長石の双晶 諏訪兼位

奈良県宇陀郡御杖村の高温性角閃岩相に属する, いわゆる領家変成岩類の斜長石 230 個と, 同地第三紀の火山岩中の 16 個の斜長石の, 光学的性質を自在廻転台で決定した。その結果成分範囲は An 13~95 で前者は低温型, 後者は高温型に一致し, 変成の進んだものでも, Carlsbad, albite-Carlsbad 双晶の有無で, 火成岩源か否かが分つた。又 albite-Ala B 双晶は, 従来の報告に反して, 変成岩・火成岩を通じて普通に見られ, その Köhler 角は成分に対して鋭敏に変化する。又双晶の種類と頻度は, 成分によつてことなり, albite-Ala B 双晶は An30, An70 前後即ち Cole らの転移点近いものに多い。又変成度が進むにつれて, 複雑な双晶が消えることなどから, 双晶は斜長石生長後は外力などで生じることはない結論した。(Jour. Earth Sci. Nagoya Univ., 4, 91~122, 1956) [宇留野] 8064, 秩序化斜長石における Al-Si の位置 DeVore, G.W.

イオン結合エネルギーの相対的な大きさにもとづいて, 斜長石の Si-Al ordering を考察した結果, 全系列の中では, An33.3 と An100 が単一化合物と見られ, 成分 (An%) 0, 33.3, 43.0, 50.0, 57.2, 60.0, 66.6, 65.0, 80.0, 83.3, 100 のものが, 最も秩序化されやすく, 最も多くの short range order をふくんでいて, 容易に結晶するという結論に達した。そして従来の分析値 1918 個の成分頻度と比べて, 或程度の一致を認めた。又結晶生成時の高エネルギー結合の相対的な数について見ると, 比較的単純な単位から出来ている斜長石は, 同じ成分でも, 複雑な単位から成立っているものより, 一層高いエネルギーをもつ結合をなし秩序化されやすい。又累帯, 離溶, 光学性との関係が論じられたが, たとえば光

学性については、秩序化されやすい成分のものほど、偏差が大きいが認められた。(Zeit. Krist., 107, 247~264, 1956) [宇留野]

岩石学及び火山学

8065, Ireland, Donegal の Ardara 花崗岩ダイアピル Akaad, M. K.

Donegal 州 Ardara の複合 diapir は folding, thrusting, shearing 等によつて既存岩石を強く周囲に押し開けて形成されたもので、その侵入岩体は粗粒の tonalite (著者の tonalite は相当量の k-feldspar を含む) の外被に包まれた granodiorite の core からなる。北部では core の外側は混成作用を受けた quartz-diorite から成るが、南部ではそれより混成作用の少ない granodiorite より成る。之等岩石及び tonalite はよく foliation が発達しているが、core の中心部は未混成の biotite-granodiorite より成り foliation を示さない。岩体が現位置を占めるに至つたのは既成の thrust 面に沿つて花崗閃緑岩岩漿が移動した事によつて始まり、その岩漿が古い塩基性岩類の complex と之の complex が可動性を持つた部分との接触部に進入したもので、岩漿を皮膜として上方に押しやり固結して tonalite 膜を形成した。塩基性岩類と混成した岩漿は之の皮膜内に集中して quartz-diorite を作つた。新しい未混成の花崗閃緑岩は上昇して未だ熔融状態の core を破り周囲の岩石の再熔融及びよりひどい distortion の原因となつた。末期に固結した混成岩体が垂直に上昇して diapir を作つた。(Quart. Jour. Geol. Soci. Lon., 112, 263~290, 1956) [植田]

8066, Montana Boulder 底盤 Kn-

opf, A.

Boulder 底盤はロツキー山脈に沿つて Mullan Pass から北方へ Montana 州 Butte 南方 20 哩迄約 70 哩に亙る深成岩体である。本底盤は先カンブリア紀 (Beltian) から後期白堊紀までの地層中に貫入する。最も若い被貫入岩層は安山岩質、カリ質岩、珪長質熔岩 (デレン岩、トスカニ岩) 及びそれに伴う火山碎屑岩類から成る。火山岩類の一部は Nioberara 時代の海底噴出で、一部は陸上噴出し熔結凝灰岩をつくつた (多分後期 Montana 時代)。最後の火山活動後すぐに最初の激烈な Laramide 造山運動が本地域に押寄せた。最近の K-Argon 時代決定法によつて本底盤の最も妥当な時代は 8.7 千万年と (後期白堊紀) となつた。本底盤は複合貫入体でその貫入順序は (1) Unionville 花崗閃緑岩 (塩基性含紫蘇輝石花崗閃緑岩) (2) Clancy 花崗閃緑岩 (3) 斑状花崗閃緑岩 (4) 黒雲母アダムロ岩 (5) 両雲母花崗岩で、アラスカイト、アプライトは多数あり、後期貫入程酸性である。本底盤及びその分岐体は広い接触変成帯をつくる。Helena 白雲岩は底盤の端から最大 1 万呎迄透角閃石、透輝石ホルンフェルス化する。最も高い変成度は珪線石、堇青石、微パーサイトホルンフェルスである。角閃石花崗閃緑岩中諸所に石灰岩捕獲岩があり、その周囲には輝石を含む。他の場所では岩漿が深所で石灰岩を分解したと考える様な証拠がある。この Syntexis によつてアルカリ岩がつくられた。即ち Priests Pass 優白質モンゾニ岩及び Helena の北西にある閃長閃緑岩からなる大きい stock の中程度アルカリ岩から Montana 市東部の霞石シオンキン岩の様な強アルカリ岩までのものを生じた。(Am. Jour. Sci., 255, 81~103, 1956) [千藤]

8067, Kilauea 火山のピクライト玄武岩 Muir, I. D., Tilley, C. E.

本文はハワイの玄武岩の成因研究 (I, II) の中の第1報で, Kilauea 火山のトウレイアイト質ピクライト玄武岩及びその熱変成を受けたものに就いて詳しい岩石学的記載をし, 新化学分析値 (橄欖石玄武岩 2 個, 輝石 4 個) を加え, 特に輝石の成分に基き成因を論じている。初めに超鉄苦土成分の岩石の分析値 6 個を挙げ $\text{SiO}_2\text{—MgO}$ 変化図に点示すると, それが橄欖石 (Fo_{84}) と 1921 年及び先史時代噴出の橄欖石玄武岩を結ぶ線の範囲内に入る。次に Kilauea カルデラの Uwekahuna Bluff の斑岩, Nanawale 湾 Puna の 1840 年熔岩, Kilauea 1924 年以前熔岩のピクライト玄武岩及び Halemaumau の 1924 年爆発中の拋出物 (ピクライト玄武岩) の記載特に構成鉱物 (橄欖石, 単斜輝石, 斜方輝石) の光学的性質及びそれに相当する成分を挙げる。共存する各鉱物の Fe 量 (atom%) を比較し, それ等間の相対的 Fe 濃度を示している。 MgO—FeO—SiO_2 系実験では FeMg 輝石と平衡にある橄欖石は輝石より Mg に乏しい。然し此等の橄欖石は共存する紫蘇輝石より一様に Mg に富む。これは共存する橄欖石が初期結晶として分離した平衡関係にない事を示す。この事は岩漿からの結晶作用のみでなく 変成作用に於いても同様である。変成作用を受けた拋出物はホルンフェルス構造の石基中に両輝石同時晶出を示す。光学的性質から単斜輝石は Fe に富む事を示す。又斑晶橄欖石の周囲には磁鉄鉱, 紫蘇輝石コロナが生じている。その紫蘇輝石は共存する石基のそれより Mg に富む。これ等及び若干の火成源, 変成岩中の輝石を En-Fs-Hd-Di 図に点示しており, 変成岩中のもの

のが Fe に富む事を示す。

Kilauea 熔岩に於いては SiO_2 に飽和した岩漿から 橄欖石 (従属的に輝石, 斜長石) の晶出除去によつて, 各熔岩系列を分化したと解すべきである。 (Am. Jour. Sci., 255, 241~223, 1957)

[千藤]

8068, 花崗岩の暫定的再分類 Chayes, F.

現在 loose に使用されている granitic rock の範囲を規定して, modal analyses により mineral composition を決め主成分鉱物の quartz (Q), alkali-feldspar (A), plagioclase (P) の相対量から type, class, sub-class に分類し, 之を記号で表わす事を提唱している。著者は granite の範囲を colour index 20% 以下, quartz 20~40% (容量) の plutonic rock に限定し, P 又は A のどちらかが全長石の 1/9 以下のものを type I とし, 之内 P 又は A を主成分とするものをそれぞれ class IP 又は IA とする。又 P/A が全長石の 9/1 と 1/9 の間にあるものを type II とし P/A が 9/1~3/1, 3/1~1/3, 1/3~1/9 の間にあるものを夫々 class IIP, II*, IIA で表わす。Q, A, P の記号を夫々 1, 2, 3 とし, 之の 3 成分の三角図表で決定される 9 つの範囲中, 例えば $P > A > Q$ 範囲のものを 321 の記号で表わせば colour index 10 の type II の granite は $\text{II}(321)_{10}$ で表わす事が出来る。有色鉱物も記号で表わさんとする時は b/m $\text{II}(213)_{11}$ の如く表わせば biotite > muscovite, colour index 11 の granite を示す。尚著者は IP, IIP, II* に属する granite は夫々 trondjemite, granodiorite, adamellite の名称が適當であると云う。(Geol. Mag., 94, 58~68, 1957) [植田]

金属鉱床学

8069, Montana州 Boulder 底盤中の Lone Eagle ウラン鉱床 Wright, H. D., Shulhof, W. P.

Lone Eagle 鉱床は黒雲母-石英モンゾニ岩中の閃ウラン鉱を伴う卑金属鉱脈である。脈は東北方向、垂直 $\sim 47^\circ$ SEで、巾 24 時に達し、閃ウラン鉱、大結晶及び微晶の石英、黄鉄鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、輝銀鉱及び黄銅鉱よりなる。母岩は鉱脈に沿い、熱水変質を受け、緑泥石、絹雲母、白雲母（絹雲母とは大きさで区別し、0.25mm 以上を白雲母とした）、カオリン、菱鉄鉱、方解石、石英、赤鉄鉱[?]、黄鉄鉱及びモンモリロン石を認める。方鉛鉱に普通のもの（方鉛鉱A）と、軟かく、幾分展性ある黄褐色のもの（方鉛鉱B）とあり、後者は他鉱物特に閃ウラン鉱と共生し、又は空隙中に無定形に生ずる。

閃ウラン鉱には 3 種類あり、A は 2.0 mm に達する粒状をなし、比較的かたく黒くピツチ状光沢を有する。B は裂隙、空隙を充し、或いは微晶石英と共生し、にぶい光沢がある。C は鉱脈を切る裂隙に、又は閃ウラン鉱を被覆して生ずる。これ等は、閃ウラン鉱 A が熱水溶液から晶出した初生鉱物で、B はそれが酸化したか、後の鉱液により溶解、再沈澱したもの、C は地下水によりそれ等が更に再沈澱したものである。又赤色或いは暗灰色の微晶石英は強い放射能と一致する関係があり、探鉱に利用されている。鉱脈構成鉱物は、始めに主に大なる石英結晶の晶出、卑金属硫化物の生成、それに続く破碎作用、その後の微晶石英を伴う閃ウラン鉱及び卑金属硫化物の沈澱の順である。鉱

床は中熱水性鉱脈に属する。(Econ. Geol., 52, 115~131, 1957) [鈴木] 8070, Queensland, Mt. Isa-Clo-ncurry 地方産出の Davidite Lawrence, L. J., G. T. See; Fiona McBride; Hans Hofer

この地方のウラン鉱物は Archaean 及び older Proterozoic の種々の岩石中に産し、uraniferous allanite, brannerite 及び davidite がある。davidite は Argylla series の片岩及び白粒岩中に生じ、少量づゝ広く分布する。これには野外で 3 種あり 1 つは漆黒色貝殻状破面で酸化され難く、白粒岩の分結した褐色方解石中に縞状に生ずる。第 2 のものは金属様灰色で不規則破面を呈し、多くは破片状をなし、母岩は片岩である。第 3 のものは暗灰色 \sim 灰黒色で少くともこの中に 2 成分含まれ、その為め斑状である。これは carnotite 及び gummite に変化する様で最も研磨し難い。何れも多少のチタン 鉄鉱その他を伴うが、チタン鉄鉱は第 1 のものは sub-graphic 構造の exsolution bodies として見られ、第 2 のものは初めに出来た裂隙に davidite から unmixing により分結した様であり、第 3 のものは davidite がチタン鉄鉱を交代している。第 3 の場合のチタン鉄鉱は davidite に接する所に連続的に fringe を生じており、これは Ramdohr によれば、radio-active halo で、不透明鉱物では未知のものであると言う。

davidite はこの地域附近に火成活動を示す様な現象例えば 熱変質、石英脈等が全く見られず、地角斜及びそれにつゞく広域変成作用によると考えざるを得ない。(Econ. Geol., 52, 140~148, 1957) [鈴木]

8071, Arizona, Monument No 2 鉱山ウラン鉱の構造支配 Finnell, T. L.

本鉱床は三疊紀砂岩、礫岩の破碎帯中に、鉱染、交代、充填状を呈して生成しており、その産出鉱物は tyuyamunite, カルノオ鉱, becquerelite, corvusite, ヒュウエツト石, メタ・ヒュウエツト石, rauvite, 閃ウラン鉱等である。本鉱床は, Laramide 造山作用に起因する断層、角礫帯と密接な関係を有し、前記造山運動によつて形成された垂直断層に沿つて上昇した鉱液が高度に浸透性を有する角礫質砂岩、礫岩等の破碎帯中に鉱染交代したもので、その上部の泥岩層は帽岩の役をなしてウラン 鉱床が生成されたものと思われる。(Econ. Geol., 52, 25~35, 1957) [阿部宏]

8072, 室温に於て decrepitate する重晶石 Dons, J. A.

重晶石は Norway, Kolbu の middle Ordovician Ogygiocaris series の頁岩中に含まれる石灰岩団塊の表面或は内核に産し、堆積当時堆積物質中の Ba がその固結過程に置換作用によつて濃集したものであるが、併し Holte Dahl は循環水によつて運ばれた二次的成因が考えられると云う。

重晶石は通常 0.01~0.04mm の不規則形態及び 0.02mm 程度の球状形態の包裹物を多量に含み、前者は不規則に重晶石に散在するが後者は (210) 方向の結晶学的方位に配列している。これ等包裹物は通常ガス 或は液体の 単一層で満され、これを蒸溜水中で加熱すると 30~40°C で強烈に decrepitate し包裹物の約10倍程度の大きさの発泡をみた。包裹物質は BaOH 溶液中での decrepitation による白濁での CO₂、更に粉末化に際して発する H₂S の臭味で各々その存在が認められ、Feigl は $\text{KCNO} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{KCN} + \text{H}_2\text{S}$ に基いて水の存在を確かめた。decrepitation 温度を 25°C、更に包裹物

質が水と同性質を示すと仮定してその重晶石生成条件を Kennedy が水の沸騰点と地殻の深さとの関係を示した直線の基点即ち 100°C-0m の点を 25°C-0m に変えて画いた平行移動直線と地下増温率の直線が交わる点より求め 45°C-1250m と算定した。併し包裹液体の性質の変化によつてその値は当然変化すると思われる。猶 decrepitation 温度が 80°C を示すものがあるが、これは本来異つた生成温度をもつものか或は同条件で生成されても小包裏物が大包裏物よりも高い decrepitation 温度をもつと云う可能性に原因するのかわ不明である。併し当重晶石はかなりの低温で生成されたのだろう。(Norsk Geol. Tidsskr., 36, 241~248, 1956) [田代]

8073, Ontario, Cobalt 地区の半花崗岩と共生するコバルト砒素鉱物

Sampson, E., Hriskevich, M. E.

半花崗岩脈群は Keewatin 及 Cobalt series の堆積岩中に貫入した岩床状輝緑岩中に存在し、N-NW の走向で急な傾斜をもつ巾 1 吋~1 呎、延長 400 呎弱の小脈よりなっている。構成鉱物は曹長石、石英を主とし金属鉱物その他微小鉱物よりなり、Na₂O+K₂O 5%以上の分析値を示す。金属鉱物はこの脈に伴つて不規則脈状、鉱染状及び晶洞充填として産し、共生関係は脈毎に、skutterudite, gersdorffite, rammelsbergite, niccolite, 次に pyrite, glaucodot, cosalite, 更に glaucodot, pyrite, chalcoppyrite, tennantite, bismuthinite 等の如くにそれぞれ異つた鉱物組合せを示し、各脈中では略この順に各々晶出した。鉱物決定は pyrite, chalcoppyrite, niccolite を除いて小型カメラ使用 X線粉末写真によつて決定した。

この成因に関して Bastin は貫入岩床

の分化に無関係な熱水溶液としているが筆者は半花崗岩脈が幾つかの種類の輝緑岩に分化した主岩床内にもみ存在し周囲の層中に未だ発見されない事、接触部に於て輝緑岩が充分固結しない前にすでに半花崗岩が存在した形跡がある事、更に輝緑岩の分化アルカリ残液が半花崗岩脈の成分と特にアルカリの点で対比出来る事等より、これ等小脈は tholeiitic 岩漿の晩期分化に関係があると考えている。

この事は当地方に発達するコバルト—銀鉱脈が tholeiitic 岩漿より由来した事を暗示するという。(Econ. Geol., 52, 60~75, 1957) [田代]

石 油 鉱 床 学

8074, ミシシッピ河デルタ周縁の堆積物 Shepard, F. P.

ミシシッピ河デルタに堆積速度が早く、又堆積の様相が地向斜性の特徴をもっている点で、これ迄多くの科学者によつて研究されている。この論文の目的はデルタ堆積物から海成堆積物への変化を岩相と生物相(生態)の両面から理解して行く事によつて同じ様な場で堆積した古い地層の岩相を認識する事と、生態学的知識を得たい企図のもとに研究を行った。試料は河口附近、デルタの西側前面の陸棚、深度 550ft の斜面、Breton, Gosier 両島附近等の地域から約 1,000 個採取(大部分コア試料)し、他に South Pass と Southwest Pass の両河口水路からも比較試料を得た。デルタ堆積物を topset bed, foreset bed, bottomset bed に分け夫々の概略を記すと、1) topset bed; シルト粘土が著しく分布し、

砂は河口附近の平坦面には極く普通に見られるが、その組成は河流によつて変化し、河流の運搬力が減少する場所では細粒の堆積物が増加している。lamination が発達している事も一つの特徴であり、植物根の混入の多い沼沢地の堆積物とは容易に区別される。lamination は沖積堤や河口溝の堆積物にも見られる。有孔虫や貝殻の含有は一般に少く、デルタの topset facies を特徴づける echinoid, ostracod は殆んど完全に欠除し木片、酸化鉄の集合物、雲母等が多く含まれる。

2) foreset bed; 傾斜の緩い事を除いて一般にデルタの foreset bed 型の環境と似ている。粘土質堆積物が多く動物群集的に比較的不毛の topset bed 型から、生物作用の著しい bottomset bed 型へ移行する中間帯に相当し、有孔虫は東側前面の基底近くに豊富で、又種々の貝殻類も多少存在する。

3) bottomset bed; Pass a Loatre の東へ北東にかけ約 30 マイルの距離にあたり大部分粘土、シルト質堆積物であるが西側にかけて漸次砂質となる。砂質堆積物の部分には有孔虫が豊富で、遺骸群集は浮遊型と底棲型との混合型で温暖性のものである。デルタの北部の Breton 海峡附近の堆積物は内湾性堆積物の特徴をもち岩相の変化が著しい。

本論文には、ミシシッピ河デルタ周縁地域の詳細な地形図、岩相区分図、砂—シルト—粘土の量比分布図、鉱物成分の含有分布図、有孔虫、貝殻、海緑石、粘土鉱物等の含有分布図等多数の図版があり、夫々について詳細に論じている。

(Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 40, 2537~2623, 1956) [島田]

8075, ミネソタ州 Cedar Creek 沼地に於ける瀝青様物質の層序的分布 Swain, F. M., Prokopovich, N.

ミネソタ州に存在する後氷河期形成による湖沼の中で Cedar Creek 沼地の瀝青質堆積物の層序の分布について論じた。この沼地は既に湖水の末期（消滅の過程）にあたり、泥灰・泥炭・骸泥 (copropel)・腐泥等の種々の瀝青相からなる湖沼成堆積物が約 35~40feet 集積している。即ちボーリングの結果から、1) sideritic marl facies 深度 35feet 以下、2) copropel marl subfacies 11~35 feet, 3) copropel subfacies 5~10feet, 4) sedge peat・forest peat 0~5feet に区分される。これらの堆積物を夫々のコア試料についてベンゼン 75%, アセトン 15%, メタノール 15% の混溶媒を用い Soxlet で 8 時間抽出した結果、得られた瀝青物質の平均は、1) 1.5%, 2) 1.5%, 3) 6.5%, 4) 6.3% を示した。次に液体クロマトグラフで抽出物から炭化水素、アスファルト様物質を分離した結果、飽和炭化水素含量は 10~11feet の泥灰の上盤に最も多く、芳香族炭化水素含量は 8~9feet で最高を示したが、夫々の溶出分と深度や岩相には顕著な関係は認められなかつた。従来炭化水素生成の根源や過程についての知見は少いが、この地域の瀝青質物質の結果から炭化水素は沼成堆積物と同時集積し附随的に生成された初生的なものであろう。又植物から炭化水素が遊離生成する事で重要なのは、食肉性或いは、食芽性蝸牛、蠕虫、腸虫、節足動物等の作用によつて copropel zone 中で比較的高分子のものを浸漬、破潰する事であろう。尚この沼地の瀝青様物質集積の環境は pH 7.1~7.8 の弱アルカリ性で酸化還元電位は僅かに還元性を示した。(Bull. Geol. Soc. Am., 65, 1183~1198, 1954) [島田] 8076, Louisiana 海底油田の開発について Atwater, G. I.

Louisiana 海岸湿地帯の下に賦存する中新世含油層は、現在世界の最深油井と恐らく云いうる 22,570 呎の油井でも知られる如く、未だ下部中新世に達するには程遠いが (25,000~30,000 呎と推定される)、この中新世の地層は海側南方に向つて傾斜し従つてその厚さを増大しているものとみられる。この海域は陸域と同様に油田構造上極めて類似しており岩塩ドームに由来する piercement type 並びに deepseated type の岩塩ドームによる stratigraphic trap が特徴的である。陸域の経済的産油区域は 9,838 平方哩、その中に存在する上記 2 種の主構造は夫々 35, 40 で計 75, 1 構造あたりの平均は 131 平方哩、海域として現在の段階で開発しうる範囲、即ち水深 100 呎以内の部分は 12,336 平方哩で、その中に含まれる主構造は同じく夫々 45 及び 50 で計 95, 1 構造あたり平均 130 平方哩である。両地域の石油鉱床学的な類似性から今後の海域の開発が期待されるが、陸域の資料から換算して次の如く比較検討すると出来る。即ち

陸域

(構造)	(数)	(総油量)	計
piercement	35	1.8 Bbls.	
deepseated	40	2.4 "	4.2 Bbls.

海域

piercement	45	2.0 "	
deepseated	50	2.6 "	4.6 Bbls.

即ち海域について 4.6 Bbls の総産油量が求められるが、これは油量 3 Bbls とガス量 21.5 M⁴CF とを併せて換算したものである。以上のことから少くとも 2 種の構造の中、先づ前者より開発を進めるべきものと考えられる。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 40, 2624~2634, 1957) [加藤]

本 会 役 員 (任期：昭和 32 年 12 月 末日迄)

会 長 渡 辺 萬 次 郎

幹 事 石井 清彦 伊藤 貞市 鈴木 醇 高橋 純一
坪井 誠太郎

評議員 石川 俊夫 小野国匡高 大森 啓一 片山 信夫
兼子 勝 神山 貞二 河野 義礼 木下 亀城
久野 久 柴田 秀賢 柴田 莊三 須藤 俊男
末野 悌六 鈴木廉三九 滝本 清 竹内 常彦
津屋 弘達 富田 達 西沢章三郎 根本 忠寛
野田真三郎 原田 準平 堀越 義一 待場 勇
三原 栄 八木 健三 吉木 文平 吉村 豊文
渡辺 新六 渡辺 武男

実 行 委 員 会

委 員 会	編 集	庶 務	会 計	図 書	行 事	会 員
委 員 長	大森啓一	竹内常彦	鈴木廉三九	待場 勇	小野田匡高	八木健三
委 員	加藤磐雄	植田良夫	千藤忠昌	荳木浅彦	長谷川修三	早川典久

本誌抄録欄担当者 (五十音順)

阿部 宏 阿部 正宏 植田 良夫 大森 啓一 加藤 磐雄
河野 義礼 今野 弘 島田 昱郎 荳木 浅彦 鈴木 光郎
関 寿和 千藤 忠昌 田口 一雄 竹内 常彦 長谷川修三

昭和 32 年 7 月 20 日 印刷

昭和 32 年 8 月 1 日 発行

發行所 仙台市片平丁東北大学理学部内
日本岩石鉱物鉱床学会
〔電話仙台③1181 (内線311)〕
編集兼発行者 大 森 啓 一
印刷所 仙台市堤通27〔電話③2027〕
笹気出版印刷株式会社
印刷者 笹 気 幸 助

入会申込所 仙台市片平丁 東北大学理学
部内 日本岩石鉱物鉱床学会
会費払込先 同 上〔振替仙台 8825 番〕
本会会費 一ヶ年分 500 円 (前納)
本誌定価 一 部 100 円 (会員外)

The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

CONTENTS

- Studies on the resource-rocks of petroleum (1st report)..... I. Kato and M. Abe.
Base exchange of vermiculite from Ono-machi, Fukushima Prefecture
..... K. Sugawara.
New saponite from the Wakamatsu mine, Tari district, Tottori
Prefecture..... J. Kitahara.
Hydrous ferric oxides in the "Takashi-Kozo" from Bessho, Shiga
Prefecture..... S. Kanematsu and M. Nambu.
Lawsonite from the eastern part of the Kanto mountainland.
..... Y. Seki.
Petrography of the southern part of the Takawa metamorphic zone,
North Kyushu. N. Murakami and S. Fuzimoto.
Chemical composition of hausmannite from Nodatamagawa mine, Iwate
Prefecture..... K. Omori and S. Hasegawa.
Notes and news.
Announcements from the Association, etc.
Abstracts :
Mineralogy and crystallography. The wurtzite-greenockite series, etc.
Petrology and volcanology. The Ardara granitic diapir of County Donegal,
Ireland, etc.
Sci. of metallic deposits. Mineralogy of the Lone Eagle uranium-bearing
mine in the Boulder batholith, Montana, etc.
Sci. of petroleum deposits. Marginal sediments of Mississippi delta, etc.

Published bimonthly by the Association in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tohoku University, Sendai, Japan.